جغرافیا

مبانی آب و هواشناسی

دکتر محمدرضا کاویانی
دکتر بهلول علیجانی

مبانی آب و هواشناسی

دکتر محمدرضا کاویانی

دکتر بهلول علیجانی

تهران

۱۳۸۷

سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاهها (سمت)

مرکز تحقیق و توسعهٔ علوم انسانی

کاویانی، محمدرضا، ۱۳۱۶ ـ
مبانی آب و هواشناسی / مؤلفان محمدرضا کاویانی، بهلول علیجانی. ــ تهران: سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاهها (سمت)، مرکز تحقیق و توسعهٔ علوم انسانی، ۱۳۸۰.
هفت، ۵۸۲ ص.: مصور (بخشی رنگی)، نقشه (بخشی رنگی، تاشده)، جدول، نمودار. ــ («سمت»؛ ۵۷. جغرافیا: ۸)
بها: ۵۷۰۰۰ ریال. ISBN 978-964-459-389-5
فهرستنویسی بر اساس اطلاعات فیپا.
پشت جلد به انگلیسی: Mohammad Reza Kavyani. The Foundations of Cilmatology.
واژه‌نامه.
کتابنامه.
چاپ اول: زمستان ۱۳۷۱، چاپ چهاردهم: پاییز ۱۳۸۷.
۱. هواشناسی. ۲. اقلیم‌شناسی. ۳. آب و هوا. الف. علیجانی، بهلول، ۱۳۲۵ ـ ب. سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاهها (سمت)، مرکز تحقیق و توسعهٔ علوم انسانی. ج. عنوان: آب و هواشناسی.
۲ م ۲ ک /۸۶۱/۲ QC ۵۵۱/۵
کتابخانه ملی ایران ۷۹ـ۱۴۱۰۳م

سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاهها (سمت)
مرکز تحقیق و توسعهٔ علوم انسانی

مبانی آب و هواشناسی
دکتر محمدرضا کاویانی ـ دکتر بهلول علیجانی
چاپ اول: زمستان ۱۳۷۱
چاپ چهاردهم: پاییز ۱۳۸۷
تعداد: ۴۰۰۰
حروفچینی و لیتوگرافی: سمت
چاپ: سازمان چاپ و انتشارات وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی
قیمت ۵۷۰۰۰ ریال. در این نوبت چاپ قیمت مذکور ثابت است و فروشندگان و عوامل توزیع مجاز به تغییر آن نیستند.
نشانی ساختمان مرکزی: تهران، بزرگراه جلال آل احمد، غرب پل یادگار امام (ره)، روبه‌روی پمپ گاز، کدپستی ۱۴۶۳۶، تلفن ۲ـ۴۴۲۴۶۲۵۰.
www.samt.ac.ir info@samt.ac.ir

سخن «سمت»

یکی از اهداف مهم انقلاب فرهنگی، ایجاد دگرگونی اساسی در دروس علوم‌انسانی دانشگاهها بوده است و این امر، مستلزم بازنگری منابع درسی موجود و تدوین منابع مبنایی و علمی معتبر و مستند با درنظر گرفتن دیدگاه اسلامی در مبانی و مسائل این علوم است.

ستاد انقلاب فرهنگی در این زمینه گامهایی برداشته بود. اما اهمیّت موضوع اقتضا می‌کرد که سازمانی مخصوص این کار تأسیس شود، پس شورای عالی انقلاب فرهنگی در تاریخ ۶۳/۱۲/۷ تأسیس «سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم‌انسانی دانشگاهها» را که به اختصار «سمت» نامیده می‌شود، تصویب کرد.

بنابراین، هدف سازمان این است که با استمداد از عنایت خداوند و همّت و همکاری دانشمندان و استادان متعهد و دلسوز، به مطالعات و تحقیقات لازم بپردازد و در هر کدام از رشته‌های علوم‌انسانی، به تألیف و ترجمه منابع درسی اصلی، فرعی و جنبی اقدام کند.

دشواری چنین کاری بر دانشمندان و صاحبنظران پوشیده نیست و به همین جهت مرحلهٔ کمال مطلوب آن، باید بتدریج و پس از انتقادها و یادآوریهای پیاپی ارباب‌نظر به دست آید و انتظار دارد که این بزرگواران از این همکاری دریغ نورزند.

کتاب حاضر که دربرگیرندهٔ مباحث «آب و هواشناسی» است، برای استفاده در دروس «اقلیم‌شناسی» و موضوعات مربوط به آن تدوین شده است. امید است علاوه‌بر دانشجویان رشتهٔ جغرافیا، پژوهشگران و برنامه‌ریزان توسعهٔ اقتصادی، اجتماعی و فرهنگی کشور نیز از آن بهره‌مند شوند.

از استادان و صاحبنظران ارجمند تقاضا می‌شود با همکاری، راهنمایی و پیشنهادهای اصلاحی خود، این سازمان را در جهت اصلاح کتاب حاضر و تدوین دیگر آثار مورد نیاز جامعهٔ دانشگاهی جمهوری اسلامی ایران یاری دهند.

فهرست مطالب

پیشگفتار

یکی از عوامل مهم در زندگی انسان *آب و هواست*؛ از این رو جغرافیدانان همواره به عنوان یکی از اجزاء اصلی چشم‌انداز جغرافیایی بدان نگریسته و مطالعهٔ ویژگیهای آن را به صورت یک علم دقیق، وجههٔ همت خویش قرار داده‌اند، تا جایی که امروزه آب و هواشناسی به صورت یک رشتهٔ کاملاً محرز علمی درآمده است.

می‌دانیم که علم آب و هواشناسی، به دلیل موضوعش (بررسی تفاوتهای مکانی سیستمهای آب و هوایی) ماهیت جغرافیایی دارد، اما برای تبیین این تفاوتها از اصول و مفاهیم علوم‌پایه، مانند فیزیک و ریاضی، استفاده می‌کند و گذر از آب و هواشناسی توصیفی به آب و هواشناسی علمی، به آشنایی با چگونگی کاربرد این اصول و مفاهیم نیازمند است. بعلاوه، در بررسی روابط عناصر تشکیل‌دهندهٔ هوا یا آب و هوا، استفاده از مدلهای آماری و ریاضی ضروری است. بدین علت دانشجوی کنجکاو آب و هواشناسی علاقه‌مند است این نوع مطالب را نیز در کتابهای آب و هواشناسی بخواند، ولی در بیشتر کتابهای جغرافیایی و آب و هواشناسی، یا این مسائل را نمی‌یابد، یا بسیار به اجمال خواهد یافت. مؤلفان کتاب حاضر سعی کرده‌اند برای شناخت و تبیین آب و هوا - اگرچه به زبان غیرآماری و غیرریاضی - این اصول و مفاهیم مبنایی را عرضه کرده، تا اندازه‌ای حس کنجکاوی محققان و دانشجویان را ارضا کنند.

در این کتاب، قوانین تابش، گازها، حرکت و اصل بسیار مهم چرخندگی، به بیانی بسیار ساده مطرح شده و براساس «قوانین تابش و تغییرات دما» و با استفاده از «اصل چرخندگی»، رابطهٔ بین تمام حرکتهای افقی و عمودی درون اتمسفر به زبانی گویا تبیین شده است. همچنین از طریق اصل چرخندگی، تغییرات اقلیمی روی زمین، با استناد به علت اصلی آنها، یعنی سیستمهای فشار و حرکتهای سطوح بالای جوّ، تحلیل شده است. استناد به قوانین حاکم و علتهای اصلی تغییرات آب و هوایی محور اصلی مباحث این

کتاب است و بر همین اساس سعی شده است انواع اقلیمهای روی زمین براساس عوامل به وجود آورندهٔ آنها بررسی شود. از این رو می‌توان گفت کتاب حاضر بین زبان ریاضی و مدل‌وار علوم‌پایه و زبان‌توصیفی و تبیین جغرافیایی همچون یک پل‌ارتباطی است و همهٔ دانشجویان، در هر سطحی، می‌توانند با بهره‌گیری از این کتاب مسائل آب و هوایی را ریشه‌یابی و تبیین کنند.

ویژگی دیگر این کتاب نگرش جامع آن است؛ یعنی در آن برای تبیین هوا یا آب و هوای هر محل همهٔ عناصر هوا یکجا بررسی شده است؛ چرا که در این صورت می‌توان رابطهٔ بین عناصر را کشف کرده، فرایند یا عامل مؤثر را شناخت. برای نیل به این منظور، نقشه‌های هوا ضمیمه شده و روش به‌کارگیری و چگونگی تفسیر آنها، به طور مبسوط، شرح داده شده است.

به منظور راهنمایی خوانندگان برای تهیه، تنظیم و تحلیل داده‌های اقلیمی و نیز استفاده از نقشه‌های هوا، روشهای آماری مناسبی همراه با مثالهایی گویا ارائه شده است. بدین‌ترتیب، دانشجویان می‌توانند با استفاده از نقشه‌های هوا و روشهای آماری، وضع فعلی هوا یا اقلیم را تبیین کرده، آیندهٔ آن را پیش‌بینی کنند و درنتیجه بتوانند در برنامه‌ریزیهای عمرانی گام مؤثری بردارند.

از آنجایی که تمام مفاهیم علم آب و هواشناسی در این کتاب مطرح و تعریف شده است، می‌توان از آن به صورت کتابی مرجع و جامع سود جست؛ زیرا بیشتر اصطلاحات مورد اختلاف، با استفاده از جدیدترین نظریه‌ها و اطلاعات تعریف شده است و سعی شده نامگذاری و معادل‌سازی این مفاهیم و اصطلاحات به گونه‌ای بیان شود که دانشجویان رشته‌هایی مانند جغرافیا، هواشناسی، کشاورزی و هیدرولوژی در دوره‌های کارشناسی، کارشناسی ارشد و دکتری بتوانند به تناسب توانایی علمی خود، از آن بهره‌مند شوند.

از ویژگیهای این کتاب نوآوریهای آن است؛ مثلاً اصل مهم چرخندگی و نقشه‌های هوا برای اولین بار در فرهنگ جغرافیایی ایران مطرح می‌شود. همچنین با عنوان‌کردن فراوانیها و تیپ غالب سعی شده است واقعیتهای طبیعت و اقلیم، بیشتر نمایانده شود. ارائه اصل چرخندگی ـ که امروزه مبنای استدلال در مورد تغییرات اقلیمی روی زمین را کاملاً دگرگون کرده و به اقلیم‌شناسان جغرافیدان نگرشی جدید و واقع‌بینانه داده است ـ از مزایای دیگر آن است.

در مجموع، کتاب حاضر که دستاورد چندین سال مطالعه و تلاش مؤلفان آن است، به جامعهٔ علمی و دانشگاهی ایران تقدیم می‌شود و امید می‌رود متخصصان و صاحبنظران با تذکرها و انتقادهای خود، مؤلفان را راهنمایی کنند و نقص ایشان را به کمال مبدل سازند. مؤلفان در پایان وظیفه خود می‌دانند از جناب آقای محمد دانش که در ویرایش و تنظیم و تدوین کتاب زحمت بسیار کشیده‌اند، همچنین از سازمان «سمت» و تمام عزیزانی که برای آماده‌سازی این کتاب کمک کرده‌اند، صمیمانه سپاسگزاری کنند.

مؤلفان: کاویانی، علیجانی

فصل اول

کلیات

۱ـ۱ آب و هوا (اقلیم)

آن بخش از علوم زمین را که به مطالعه اتمسفر (هوا سپهر یا جوّ) سیّاره زمین می‌پردازد، «علوم اتمسفری» می‌نامند. شاخصترین این علوم هواشناسی و آب و هواشناسی است. عمده‌ترین عامل تفکیک این دو علم مقیاس زمانی است؛ زیرا مطالعه اتمسفر در مقیاسهای زمانی و مکانی متفاوت انجام می‌شود، به طوری که اقلیم‌شناسی را می‌توان هواشناسی درازمدت و در مقیاس بزرگ درنظر گرفت.

اصطلاح «هوا»، شرایط جوّی موجود در زمان معین و محدود را مشخص می‌کند. هوا برایند عملکرد فرایندهای متعدد و تغییرات حاصل در عوامل کنترل‌کنندهٔ جوّ است. در هواشناسی سعی می‌شود با استفاده از اصول و مفاهیم فیزیکی و مدلهای تجربی، عناصر و عوامل به وجود آورندهٔ هوا شناسایی شود تا در نتیجهٔ این شناخت بتوان وضع هوا را در کوتاه‌مدت پیش‌بینی کرد.

بدیهی است که وضع هوا، پیوسته تغییر می‌کند، اما معمولاً در هر مکان مشخص، در طول سال یک هوای معین به دفعات بیشتری جا به جا می‌شود، به طوری که از نظر فراوانی، این هوا در آن مکان نمود بیشتری می‌یابد. این هوا در هر منطقه، «آب و هوای آن منطقه» به حساب می‌آید. پس آب و هوا (اقلیم) عبارت است از: هوای غالب در یک محل در دراز مدت.

اقلیم هم مانند هوا در حال تغییر است و فقط در مدت زمان طولانی توزیع بهنجار پیدا می‌کند. در تغییرات آب و هوای یک منطقه یا توزیع آب و هواها در سطح زمین، علاوه بر تأثیر عوامل دینامیکی و فیزیکی اتمسفر، ناهمواری سطح زمین، پوشش گیاهی آن، آب و خاک و عرض جغرافیایی نیز مؤثرند.

اگر هوا را با ویژگیهای معین آن یک «تیپ هوا» تعریف کنیم، آب و هوای هر

محل عبارت خواهد بود از: هوای غالب برآن محل. آب و هوا مصداق خاص مکانی دارد. تعیین آب و هوا احتیاج به جمع‌آوری دانسته‌های مربوط به هوا در مدت طولانی و پردازش و جمعبندی آنها دارد. جمعبندی دانسته‌ها که در گذشته با استفاده از میانگین آنها برای تک تک عناصر تشکیل‌دهندهٔ آب و هوا صورت می‌گرفت، در حال حاضر مطلوب نیست؛ زیرا اولاً، میانگین یک پدیده معرف واقعیت آن نیست، و ثانیاً، آب و هوا نتیجه عملکرد مشترک همه عناصر آب و هوایی است. امروزه مطالعه همزمان عناصر آب و هوا (روش همدیده‌بانی یا سینوپتیک) و تعیین فراوانی تیپهای هوا با کمک کامپیوتر انجام می‌گیرد. آب و هواشناسی سعی دارد علت وجودی آب و هواها را در هر مکان توجیه کند و تفاوتهای مکانی آنها را براساس عوامل دینامیک جوّ و عوامل جغرافیایی روی زمین بیان کند.

بنابراین، موضوع مطالعهٔ آب و هواشناسی و هواشناسی، اتمسفر است، ولی هر کدام از این دو علم با نگرشی متفاوت آن را بررسی می‌کند:

۱. هواشناسی هوا را و اقلیم‌شناسی آب و هوا را شناسایی و تبیین می‌کند.

۲. هواشناسی وضعیت جوّی را به طور عام و برای یک لحظه بررسی می‌کند، اما آب و هواشناسی تیپ هوای غالب در یک مکان معین را در دوره‌ای طولانی مطالعه، و تفاوتهای آب و هوایی مکانها را کشف می‌کند.

۳. هدف هواشناسی شناخت مطلق و عام اتمسفر و تغییرات هواست، ولی در آب و هواشناسی سعی می‌شود با شناخت آب و هوای هر منطقه، تأثیرات آب و هوایی آن برروی فعالیتهای انسانی مشخص شود.

۴. هواشناس وضع هوا را در کوتاه‌مدت پیش‌بینی می‌کند، اما آب و هواشناس براساس عوامل به وجود آورنده آب و هوا، پدید آمدن آب و هوای خاصی را در مکانی خاص و با توجه به تأثیر آن در زندگی انسانها پیش‌بینی می‌کند.

۵. ابزار شناسایی و توجیه هواشناس اصول و قوانین و مدلهای فیزیکی و دینامیکی است، اما ابزار آب و هواشناس، علاوه بر اصول علم هواشناسی، اصول و مفاهیم جغرافیایی نیز هست.

۱ـ۲ سیر تاریخی علم آب و هواشناسی

انسانها از ابتدای پیدایش برای رفع نیازمندیهای خویش و حفاظت از خود در مقابل

سرما و گرما، مجبور بودند خود را با وضعیت آب و هوایی محیط زیستشان تطبیق دهند و آن شرایط را بشناسند. آب و هواشناسی یا اقلیم‌شناسی معادل با climatology است که از واژهٔ یونانی klima به معنی «شیب» یا «میل» گرفته شده است. این واژه یونانی به تغییرات زاویه تابش خورشید اشاره دارد. ریشهٔ کلمه «اقلیم» نیز که در فارسی به معنای خطه، کشور، قلمرو و «منطقه معین با وضعیت آب و هوایی یکسان» به کار می‌رود، همین کلمه یونانی است.

در آثار فیلسوفان و دانشمندان یونان باستان، بارها و به اشکال مختلف و بویژه با تعبیرهای «آب و هواهای سه گانهٔ» گرم، معتدل و سرد، به این کلمه اشاره شده است. بقراط[1]، بین سالهای ۴۶۰ـ۳۷۵ قبل از میلاد، اولین کتاب را در این زمینه به نام *هواها، آبها و مکانها* نوشت که در آن بر اهمیت آب و هوا در ارتباط با سلامت انسان بسیار تأکید شده است. بطلمیوس[2] (حدود دو قرن بعد از میلاد) براساس اختلاف حرارت، سرزمینهای شناخته شدهٔ آن روزگار را به هفت اقلیم[3] تقسیم کرد. از آنجا که تقسیم‌بندی بطلمیوس براساس دایره‌های مداری است، اقلیمهای هفتگانه وی را اقلیمهای هندسی نیز نامیده‌اند.

وضعیت فعلی علم آب و هواشناسی، نتیجهٔ تطور آن در طول قرون هفدهم به بعد است. مطالعهٔ آب و هوا در قرون هفدهم و هجدهم جنبه توصیفی داشت و در آن بر جمع‌آوری دانسته‌هایی دربارهٔ مناطق مختلف روی زمین تأکید بسیار می‌شد. به منظور جمعبندی دانسته‌ها، افرادی مانند کوتس[4] و سیمپسون[5] در قرن هجدهم، میانگین دانسته‌های آب و هوایی را به کار بردند. شرایط آب و هوایی روی زمین، در این زمان با استفاده از میانگین و به روش توصیفی و با به کار بردن جدول، تشریح می‌شد و از نقشه و مدلهای آب و هوایی خبری نبود. استفاده از نقشه برای مطالعه تفاوتهای مکانی آب و هوا، از قرن نوزدهم و به دست فون هامبولت[6] رایج شد. او با استفاده از خطوط همدما، نقشه پراکندگی دما را در نیمکرهٔ شمالی ترسیم کرد. فون بوخ[7] در ۱۸۲۸، از این نقشه‌ها استفاده کرد و با اعلام اینکه بادها هواهای متفاوت را می‌آورند، اولین قدم را در تعیین آب و هوا برداشت. تا اواخر قرن نوزدهم، مؤسسه اسمیتسونین[8] نقشه‌های پراکندگی

---

1. Hippocrates 2. Ptolemy

۳. به نظر بعضی از صاحبنظران، اصطلاح هفت‌شهر و هفت‌اقلیم که در ادبیات و حکمت ایران وارد شده است، الهامی از نظریات بطلمیوس را در خود دارد.

4. Coates 5. Simpson 6. Von Humboldt 7. Von Buch

8. Smithsonian

فشار، بارش، دما و مانند آن را در مورد سطح زمین منتشر کرد و به تبیین آب و هواها توجه بسیار شد.

فون هامبولت عامل مهم تغییرات آب و هوا را خورشید می‌دانست و آب و هواشناسی خورشیدی را مطرح کرد. اقلیم‌شناسی خورشیدی، بتدریج توسعه پیدا کرد و آب و هواشناسی فیزیکی امروز را به وجود آورد. مُوری[1] در دهۀ ۱۸۵۰، اولین مدل گردش عمومی هوا را عرضه کرد. قوانین فیزیکی تبیین‌کنندۀ آب و هوا، مانند جذب، تابش، هدایت گرمایی و تبخیر، بمرور در قرن نوزدهم کشف شد. در اواخر این قرن برای توجیه پدیده‌های آب و هوایی از اصول هیدرودینامیک استفاده کردند.

بنابراین، قرن نوزدهم گشتنگاه آب و هواشناسی توصیفی به آب و هواشناسی تبیینی یا علمی است. قرن نوزدهم شاهد کارآیی هر چه بیشتر نقشه در آب و هواشناسی نیز بود. در این قرن، نقشه‌های همدمای هامبولت به نقشه‌های جامع سینوپتیک تبدیل شد. هر نقشۀ سینوپتیک، نمایش یک تیپ هوا به حساب می‌آید که تمام اوضاع جوّ را همزمان و در یک لحظۀ معین نشان می‌دهد.

قرن بیستم دوران شکوفایی آب و هواشناسی علمی است. مکتبهای مهمی در وین، لایپزیک، فرانکفورت، برگن (در نروژ) و شیکاگو ایجاد شد. در اوایل این قرن اکتشافات مهمی در مکتب برگن صورت گرفت که از جمله آنها می‌توان نظریۀ جبهۀ قطبی، تشکیل سیکلون و توده‌های هوا را نام برد. به نظر پیشروان این مکتب، مانند سولبرگ[2]، ویلهلم بیرکنس[3]، یاکوبس[4] و یاکوب بیرکنس، با توجه به توده‌های هوا و جبهه‌ها می‌توان اقلیمهای زمین را تبیین کرد. مقدمات مطالعۀ سه‌بعدی جوّ (اتمسفر) در مکتب فرانکفورت به سرپرستی شرهاگ[5] آغاز شد. این دانشمند برای اولین بار اظهار داشت که حرکت سیستمهای هوای روی زمین را طبقات میانی و بالایی جوّ کنترل می‌کنند.

اما مهمترین کشف آب و هواشناسی در مکتب شیکاگو، به سرپرستی رزبای[6] انجام گرفت. در این مکتب طی دهه‌های ۱۹۳۰ و ۱۹۴۰ فرایندها و روابط سه‌بعدی جوّ کشف گردید و با طرح اصل ثابت بودن چرخندگی مطلق توده هوا در طول مسیر حرکت خود، مدل موجها ارائه شد. براساس این مدل بارها به دور کرۀ زمین حرکت موجی دارند که اندازه این موجها متفاوت است. بعدها این موجها را امواج رزبای نامیدند. وجود

---

1. Maury
2. Solberg
3. Vilhelm Bjerknes
4. Jacobs
5. Sherhag
6. Rossby

رودباد هم در این مکتب ثابت شد. از همکاری محققان مکتب شیکاگو و مکتب برگن مدل گردش عمومی اتمسفر، به صورت تکامل‌یافته امروزی ارائه شد.

در نتیجهٔ اکتشافات قرن بیستم، ثابت شد که تغییرات آب و هوایی در زمین تنها نتیجهٔ تأثیر مستقیم انرژی خورشید نیست، بلکه تغییرات فشار اتمسفر هم تأثیر عمده‌ای در آن دارد و بنا به عقیدهٔ محققان پیرو مکتب شیکاگو، فقط از روی تغییرات سیستمها و امواج طبقات میانی و بالای اتمسفر، می‌توان تغییراتِ اقلیمی زمین را تبیین کرد. گسترش و توسعه این یافته‌ها به پیدایش آب و هواشناسی دینامیک و آب و هواشناسی سینوپتیک انجامید. آب و هواشناسی دینامیک برای تبیین آب و هوای یک منطقه، تمام فرایندهای اتمسفری واقع برروی منطقه و اطراف آن را مطالعه می‌کند که در واقع تکمیل‌کنندهٔ آب و هواشناسی فیزیکی است.

مطالعات توصیفی آب و هوا، از جمله طبقه‌بندی کوپن[1] و تورنت‌ویت[2] نیز در قرن بیستم شکل گرفت. این دو با استفاده از میانگین عناصر آب و هوایی، مانند دما، رطوبت و تبخیر، آب و هواهای مختلف زمین را طبقه‌بندی کردند. مشکل عمده این کارها عدم ارزیابی مجموع عناصر آب و هوایی به صورتی یکپارچه بود.

یاکوبس، در طول جنگ جهانی دوم، به منظور استفاده علمی از دانسته‌های آب و هوایی و پیش‌بینی شرایط آب و هوایی آینده، آب و هواشناسی سینوپتیک را به معنی واقعی و عملی آن مطرح کرد. به نظر او برای طبقه‌بندی و تبیین آب و هوا باید از مجموعه سیستمهای فشار، مانند سیکلونها، جبهه‌ها، موجها و جهت باد، استفاده کرد و تمام عناصر آب و هوایی یک محل یا منطقه را یکجا مورد بررسی قرار داد.

در طول تاریخ علم آب و هواشناسی، نگرشهای متفاوتی به وجود آمده است که نتیجه آنها را می‌توان آب و هواشناسی توصیفی، آب و هواشناسی فیزیکی، آب و هواشناسی دینامیک و آب و هواشناسی سینوپتیک نامید. در حال حاضر، آب و هواشناسی سینوپتیک تمامی نگرشهای آب و هواشناختی را در برمی‌گیرد.

ناگفته نماند که کاربرد اصول علم آب و هواشناسی در حل مسائل و مشکلات انسان و طبیعت، آب و هواشناسی کاربردی را به وجود آورده است.

اقلیم‌شناسی از نظر مقیاس منطقهٔ مورد مطالعه به شاخه‌های بزرگ، متوسط و ریزاقلیم‌شناسی تقسیم شده است.

---

1. Koppen 2. Thornthwaite

۳ـ۱ تقسیمات آب و هواشناسی

آب و هواشناسی فیزیکی

این علم، اساس فیزیکی اقلیم، یعنی سیر تغییرات و تبدیلات انرژی را مطالعه می‌کند. منبع اصلی انرژی در این سیستم سیّاره زمین، انرژی تابشی خورشید است. ورود انرژی به سیستم سیّاره زمین از طریق تابش خورشید و خروج آن از طریق بازتابش سیّاره زمین صورت می‌گیرد، به طوری که میزان ورود و خروج انرژی در درازمدت برابر است و مقدار انرژی موجود در سیّاره زمین ثابت است.

در داخل سیّاره زمین، انرژی همیشه در حال تغییر و تبدیل است. شدت این تغییر و تبدیل، اقلیمهای مختلف روی زمین را به وجود می‌آورد. مقدار انرژی در هر منطقه‌ای از زمین براساس تساوی زیر حاصل می‌شود:

$$E = I_a + I_g + I_{ad} - (O_g + O_a + O_{ad})$$

که در آن I، انرژی ورودی؛ O، انرژی خروجی؛ a، اتمسفر؛ g، زمین؛ و ad، انتقال افقی انرژی است. اگر مقدار انرژی ورودی بیشتر از انرژی خروجی باشد، انرژی اضافی در عوارض سطح زمین یا ذرات اتمسفر ذخیره می‌گردد و منطقهٔ مازاد انرژی ایجاد می‌شود، اما اگر خروج انرژی بیشتر از ورود آن باشد، منطقه کمبود انرژی ایجاد می‌شود. انرژی ذخیره شده در جسم، دمای آن را بالا می‌برد؛ بنابراین، مناطق مازاد انرژی، منطقه گرم، و مناطق کمبود انرژی، منطقه سرد محسوب می‌شوند. بین مناطق گرم و سرد تبادل انرژی برقرار است. این تبادل انرژی از طریق انتقال افقی و به دو صورت تبادل هوای گرم و بخار آب صورت می‌گیرد. هوای گرم هنگام ورود به منطقه سرد حرارت خود را آزاد کرده، محیط را گرم می‌کند. بخار آب موجود در هوا نیز در منطقه سرد متراکم شده، به آب تبدیل می‌شود. در ضمن این فرایند، انرژی بسیاری آزاد می‌شود. تبادل انرژی بین مناطق سرد و گرم، از طریق جریانهای اقیانوسی نیز انجام می‌گیرد. نتیجهٔ تبادل انرژی در سیّاره زمین، یکنواخت شدن توزیع انرژی در آن است. تبادل انرژی در سیّاره زمین گردش عمومی هوا را ایجاد می‌کند. تبادل انرژی، علاوه بر مقیاس سیّاره‌ای، در مقیاسهای بسیار کوچک محلّی نیز انجام می‌گیرد.

برای مطالعه دقیق تبادل انرژی باید گردش آب را نیز بررسی کرد؛ زیرا در تبادل انرژی قسمت اعظم انرژی از طریق انتقال بخار آب و جریانهای دریایی، و به عبارت دیگر، از طریق گردش آب صورت می‌گیرد. موضوعهای اصلی آب و هواشناسی

فیزیکی عبارتند از: تشعشع خورشید، رابطهٔ تابش خورشید با سیّاره زمین، بازتابش اتمسفر و زمین، انتقال انرژی در اتمسفر، عوامل مؤثر در گرم شدن و سردشدن خشکیها و آبهای سطح زمین، تبادل انرژی بین آب و خشکی و هوا، پراکندگی انرژی در سطح زمین، گردش آب و مانند آن (سلرز[۱]، ۱۹۶۳).

آب و هواشناسی فیزیکی، مبنای آب و هواشناسی دینامیک است؛ چون اختلاف انرژی یا دما بین دو نقطه، سبب تبادل انرژی یا وزش هوا می‌گردد یعنی در اتمسفر حرکت ایجاد می‌شود و حرکت و قوانین حاکم بر آن، موضوع اصلی آب و هواشناسی دینامیک است.

آب و هواشناسی دینامیک

آب و هواشناسی دینامیک، اتمسفر زمین را به صورت مدلی واحد بررسی می‌کند و ویژگیهای حرکت و فرایندهای ترمودینامیکی به وجود آورندهٔ این حرکتها را براساس روشهای ریاضی، فیزیکی و همراه با کاربرد آنها مورد بررسی قرار می‌دهد (ماروتز[۲]، ۱۹۸۷).

در اقلیم‌شناسی دینامیک فرض بنیادی این است که حرکت هوا نتیجهٔ نیروهای حاصل از فرایندهای ترمودینامیک برروی زمین است و نیروی محرکه اصلی در مدل عمومی گردش هوا، انرژی تابشی خورشید به شمار می‌آید. بر اثر نابرابری توزیع انرژی تابشی در روی زمین، این انرژی از مناطق پرانرژی به مناطق کم‌انرژی حرکت می‌کند. حرکت هوا بین این مناطق، سبب انتقال گرما، رطوبت و حرکت می‌شود. معادلات اصلی بیان‌کننده حرکت و فرایندهای به وجود آورنده آن عبارتند از:

قانون گاز ایدئال[۳] که تغییرات گرما (انرژی) را بیان می‌کند؛

قانون اول ترمودینامیک[۴] که تغییرات گرما (انرژی) را بیان می‌کند؛

معادله حرکت[۵] که تغییرات سرعت را بیان می‌کند؛

---

1. Sellers　　2. Marotz

۳. قانون گاز ایدئال. تغییرات حجم، فشار و دمای یک گاز ایدئال از رابطهٔ زیر پیروی می‌کند:

$$\frac{PV}{T} = \text{ثابت}$$

در این رابطه، V، حجم گاز؛ P، فشار گاز و T، دمای مطلق گاز است.

۴. قانون اول ترمودینامیک. انرژی از بین نمی‌رود، بلکه از حالتی به حالت دیگر درمی‌آید.

۵. معادله حرکت (قانون دوم نیوتن). اگر به جسمی به جرم m نیرویی به اندازه F وارد شود، آن جسم در همان جهت که نیرو وارد شده، شتابی به اندازه F/m پیدا می‌کند.

معادله رطوبت[1] که تغییرات رطوبت را بیان می‌کند؛

معادله پیوستگی *ماده*[2] که تغییرات ماده (غلظت) را بیان می‌کند.

بنا به معادله حرکت، هوا در سه جهت عمودی، عرضی و طولی حرکت کرده، فرایندهای اساسی تغییرات هوا را ایجاد می‌کند. حرکت در جهت عمودی به واسطه نیروی گرانش زمین (نزولی) و شیب تغییرات فشار (صعودی) صورت می‌گیرد. نظریهٔ هیدرواستاتیک رابطهٔ بین این دو حرکت را بیان می‌کند؛ بدین‌معنی که اگر این دو نیرو با هم موازنه شوند، حرکت عمودی وجود نخواهد داشت و ترازمندی هیدرواستاتیک به وجود می‌آید.

چرخندگی که محصول گردش بُردار سرعت به دور یک محور است، با ایجاد نیروی دورانی در راستای محور دوران، رابطهٔ بین حرکت عمودی و تغییرات افقی مساحت هوا را تبیین می‌کند.

تغییرات افقی و عمودی هوا بر حسب معادله پیوستگی ماده صورت می‌گیرد؛ گسترش هوا در جهت افقی سبب کاهش آن در جهت عمودی (و برعکس) می‌شود. نتیجه حرکت در سه جهت عمودی، طولی و عرضی با توجه به معادله پیوستگی ماده، فرایندهای دینامیک اتسمفری، همچون واگرایی و همگرایی را ایجاد می‌کند و از ترکیب معادله پیوستگی ماده و اصل چرخندگی در مسیر حرکت توده هوا چگونگی موجهای جوّی، مراکز *سیکلونزایی* و *آنتی‌سیکلونزایی* روشن می‌شود.

در آب و هواشناسی دینامیک، تمام این نیروها، فرایندها و معادلات، شناسایی و پیش‌بینی شده، برای تشریح نحوه پراکندگی آب و هواهای جهان از آنها استفاده می‌شود. تفاوت آب و هواشناسی دینامیک با آب و هواشناسی فیزیکی در این است که در آب و هواشناسی فیزیکی تأکید اصلی روی اصول و فرایندهای حاکم بر پراکندگی انرژی تابشی خورشید است، در صورتی که در آب و هواشناسی دینامیک، نتایج حاصل از

---

۱. معادله رطوبت. تغییرات رطوبت جوّ، در هر نقطه و زمان مشخص، از معادلهٔ زیر محاسبه می‌شود:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t}=I+E-O-P$$

در این معادله، ΔS، تغییرات رطوبت؛ Δt، مدت زمان؛ I، مقدار رطوبت وارد شده از طریق وزش افقی؛ E، تبخیر از روی زمین؛ O، مقدار رطوبت خروجی از طریق وزش افقی و P، مقدار بارش برروی زمین است.

۲. قانون پیوستگی ماده. مقدار ماده ثابت است؛ یعنی نه از بین می‌رود و نه تولید می‌شود و کم‌شدن آن در یک نقطه، سبب افزایش آن در نقطه‌ای دیگر است.

پراکندگی انرژی تابشی خورشید بررسی می‌شود؛ آب و هواشناسی دینامیک مبنای نظری آب و هواشناسی سینوپتیک است.

آب و هواشناسی سینوپتیک

آب و هواشناسی سینوپتیک عبارت است از مطالعه آب و هواشناسی سیستمهای اتمسفری. اطلاعات مورد نیاز از نقشه‌های سینوپتیکِ سطح زمین و سطوح مختلف اتمسفر تهیه می‌شود. سیستمهای اتمسفری از یک انحنای کوچک خطوط همفشار در روی زمین تا موجهای بلند بادهای غربی فرق می‌کنند. در آب و هواشناسی سینوپتیک، بنا به اصل پیوستگی ماده، تمام تغییرات آب و هوایی روی زمین، از طریق حرکت عمودی، به سیستمهای اتمسفری سطح بالا بستگی دارد (بری[1]، ۱۹۸۷).

در آب و هواشناسی سینوپتیک، آب و هوای یک منطقه از زمین با تمام جنبه‌های آن به صورت یکپارچه مطالعه می‌شود و همه عناصر آن در ارتباط با یکدیگر بررسی می‌شوند. پراکندگی فشار، مهمترین عنصر آب و هوایی به شمار می‌آید که تمام عناصر دیگر را کنترل می‌کند، به طوری که ابتدا الگوی پراکندگی فشار را در روی زمین تعیین، و بعد براساس این الگوها و با استفاده از روشهای آماری، عناصر دیگر را مطالعه می‌کنند. هر الگوی پراکندگی فشار، در واقع یک تیپ هوا به حساب می‌آید. در تعیین شرایط آب و هوایی براساس الگوی پراکندگی فشار، به جای میانگین، از توزیع فراوانی داده‌ها استفاده می‌شود. روش کار در آب و هواشناسی سینوپتیک به شرح زیر است:

۱. سیستم سینوپتیک (مانند موج کوتاه، جبههٔ هوا و جهت باد) را که بر منطقه حاکم است تعیین می‌کنند. هر سیستم سینوپتیک در واقع یک الگوی خاص پراکندگی فشار یا تیپ هواست.

۲. عناصر آب و هوایی هر سیستم هوایی را به طور کلی برحسب درصد فراوانی و در بعضی موارد، در کوتاه‌مدت برحسب میانگین محاسبه می‌کنند.

۳. پس از اینکه سیستم حاکم بر منطقه در مواقع مختلف سال تعیین شد، می‌توان شرایط آب و هوایی منطقه را با توجه به اینکه کدامیک از سیستمها در آینده نزدیک یا دور رخ می‌دهند، پیش‌بینی کرد.

---

1. Barry

۴. در آب و هواشناسی سینوپتیک، به جای تقسیم سال به دوره‌های تقویمی و محاسبهٔ میانگین شرایط آب و هوایی هر دوره، سال را به دوره‌های استیلای سیستمهای سینوپتیک، از قبیل دورهٔ استیلای فرود بلند، دورهٔ استیلای جبههٔ قطبی و ... تقسیم، و براین اساس، شرایط آب و هوایی هر دوره را مشخص می‌کنند؛ بنابراین، نباید گفت که فرابار سیبری در زمستان برروی ایران گسترش می‌یابد، بلکه باید بگوییم هر موقع فرابار سیبری برروی ایران گسترش یابد، هوای سرد و خشک و شرایط فصل سرد حاکم می‌شود.

تعیین الگوی فشار، در گذشته به شیوه توصیفی انجام می‌گرفت، ولی امروزه با استفاده از روشهای آماری پیشرفته و کامپیوترهای پیچیده، آن را به شیوه کمّی تعیین می‌کنند.

در مجموع، ویژگیهای آب و هواشناسی سینوپتیک را می‌توان چنین جمعبندی کرد:

۱. تمام عناصر آب و هوایی را همانطور که پیداست، یکجا در نظر می‌گیرند (در واقع، سینوپتیک به مفهوم همین یکجا درنظر گرفتن تمام عناصر آب و هوایی است).

۲. آب و هوای یک منطقه یا پراکندگی مکانی آب و هوا را با توجه به عامل اصلی به وجود آورندهٔ آنها (گردش عمومی هوا) تعیین می‌کنند.

۳. آب و هوا را براساس استدلال آماری و معیارهای منطقی طبقه‌بندی می‌کنند.

۴. از نقشه استفاده می‌کنند. اساس هواشناسی سینوپتیک تهیهٔ نقشه‌های روزانه هواست.

۵. وضعیت آینده را براساس وضع گذشته و حال پیش‌بینی می‌کنند.

۶. آب و هواشناسی سینوپتیک از نظر اصول، مفاهیم و مدلهای مورد استفاده، به آب و هواشناسی دینامیک، و از نظر نتایج و اهداف، به علم جغرافیا بستگی دارد، یعنی در آب و هواشناسی سینوپتیک با استفاده از اصول دینامیک و سیستمهای اتمسفری (اصول آب و هواشناسی دینامیک)، روی زمین را به نواحی آب و هوایی متجانس تقسیم می‌کنند (نتیجه و هدف جغرافیایی) یا اینکه وضعیت آب و هوایی منطقه‌ای ویژه، پیش‌بینی می‌شود.

آب و هواشناسی کاربردی

دانسته‌های اقلیمی را در اجرای اهداف عملی اقتصادی و صنعتی، بخصوص در سالهای اخیر، بسیار به کار می‌گیرند. هر چند تأثیرهای اقلیمی محیط در سایر زمینه‌ها، مثلاً

پزشکی، نیز بسیار مهم است، جنبه‌های جغرافیایی بررسیهای اقلیمی، کاربرد متداولتری پیدا کرده است و توسعه اقلیم‌شناسی کاربردی، زمینه‌ای اساساً جغرافیایی دارد؛ برای مثال، برنامه‌ریزیهای کشاورزی مربوط به مسائل کاشت، داشت، برداشت، آفات، آبیاری و بسیاری مسائل دیگر، بدون شناخت تأثیر و کنترل ماهیت اقلیمی و عناصر اتمسفری، توفیق چندانی نخواهد داشت. رابطه میزان قند حاصل از انگور و چغندر با آفتاب تابستانی، اهمیت باران بهاری در به خوشه نشستن غلات، میزان رطوبت لازم برای تضمین کیفیت برگ توتون، نقش رطوبت در انتشار زنگ و دیگر آفات گیاهی و سرانجام، سرمای لازم زمستانی برای بذر سیب‌زمینی، نمونه‌هایی از تأثیرهای مستقیم و بسیار عناصر اتمسفری در محصولات کشاورزی است. در بیشتر موارد، برداشت ناکافی محصول زراعی، نتیجه حفظ نکردن و ناتوانی در ایجاد شرایط متعادل اتمسفری است. بنابراین، موفقیت در اجرای هر برنامهٔ کشاورزی و نیز بسیاری از برنامه‌هایی که به مسائل دیگری از قبیل مسائل بهداشتی، شهرسازی و صنعتی مربوط می‌شوند، به شناخت اقلیمهای محل که با نمونه‌برداری (سنجش متناوب عناصر اقلیمی) و تهیهٔ نقشه‌های اقلیمی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ انجام می‌شود، بستگی دارد. تهیه این نقشه‌ها رابطه‌ای نزدیک با جغرافیا دارد که به بررسی جنبه‌های مختلف فضای محل می‌پردازد و از این‌رو، تهیهٔ نقشه‌های اقلیم محلّی را می‌توان بخشی از وظایف جغرافیای کاربردی تلقی کرد. در تهیه این نقشه‌ها، توجه به مواردی چون درجهٔ شیب، جهت دامنه، پوشش سطح زمین، زهکش‌هوایی و میزان ناهمواری و رابطه آنها با عواملی چون تابش، تبخیر و تهویه‌طبیعی محیط، نقش اساسی دارد.

صنعت نیز نمی‌تواند از تأثیرات اقلیمی برکنار باشد. براساس مطالعات همه‌جانبه بوئر[1] (۱۹۶۴) در این زمینه و مثالهای متعددی که او ارائه کرده است، مثلاً در تکنیکهای گرمسازی، لازم است میزان تأثیر دما و شرایط رطوبت را در ارتباط با هوای محیط خارج بشناسیم؛ همچنانکه در مهندسی برق، محاسبهٔ فشار شبکه با توجه به میانگین مقدار دما و روشنایی انجام می‌گیرد؛ یا آنکه در معماری مناطق گرم، چاره‌اندیشیهای خاصی برای ایجاد تهویه طبیعی لازم است؛ یا در متالوژی باید تأثیر مستقیم آفتاب و باران را برروی زنگ‌زدگی فلزات در اقلیمهای مرطوب در نظر گرفت؛ و نیز در طرح و اجرای

---

1. Böer

ساختمانهای بلند، به علت وجود خطر لنگراندازی ساختمان، حداکثر سرعت و فشار باد را پیش‌بینی و برآورد می‌کنند.

از دیگر زمینه‌های کاربردی اقلیم‌شناسی، کاربری آن در ترافیک است. در این شاخهٔ نسبتاً جوان از جغرافیای اقلیمی، نه تنها نصب علائم مربوط به وضعیت ویژهٔ اقلیم غالب (مانند یخزدگی سطح جاده‌ها، فراوانی بادهای جانبی) با توجه به اقلیم‌شناسی محلّی صورت می‌گیرد، بلکه تأثیر نوسان و تغییر تظاهرات اتمسفری مزاحم در ترافیک (نظیر پوشش برف، یخزدگی یا ذوب پوشش برف، کولاک و بادهای سخت) را پس از شناسایی آنها، با روشهای مناسب اقلیم‌شناختی، تا آنجا که مقدور است، خنثی می‌کنند. بسته‌شدن راههای خطوط شبکه زمینی در زمستانها، در بیشتر موارد، نتیجه موقعیتهای خاص اتمسفری است. جاده‌ها و خطوط راه‌آهن را در بسیاری از نواحی کوهستانی با ساختن تونلهای حفاظتی یا سقفهای کاذب، در مقابل خطر ریزش بهمن حفظ می‌کنند. دمای هوا و شدت باد حتی در برآورد میزان مصرف سوخت قطار هم تعیین کننده است.

شاید ترافیک هوایی و دریایی بیشترین ارتباط را با شرایط هواشناسی اقلیمی داشته باشد. تمام خدمات پرهزینه ادارات و ایستگاههای هواشناسی با توجه به توسعه روزافزون خطوط هوایی و برپایه اطمینان و ایمنی این شاخه از ترافیک بوده است. در هوانوردی، اصولاً ارقام میانگین نقش چندانی ندارد و با توجه به ارتفاعات اتمسفري مورد استفاده که تا استراتوسفر هم می‌رسد، لایه یادشده نه تنها در پروازهای نظامی، بلکه در ابعاد متفاوت جغرافیایی در پروازهای کشوری هم اهمیت اقلیمی پیدا کرده است.

در اقلیم‌شناسی کاربردی، به امکانات وسیع استفاده از انرژی اتمسفر نیز بسیار توجه می‌شود. منابع اساسی این انرژی را می‌توان در سه کانون جوّی جستجو کرد:

۱. استفادهٔ مستقیم ازتابش خورشید در سیستمهای گرمسازی و تبخیر؛

۲. کسب انرژی از باد؛

۳. استفاده غیرمستقیم از باران، با توجه به نیروی جریان و شیب رودخانه‌ها در اقلیمهای مرطوب.

هر یک از این سه منبع انرژی، در محدوده‌های جغرافیایی معینی، اساسی‌تر به‌شمار می‌آید، گرچه در مناطق گرم و خشک، به دلیل تابش شدید نور خورشید، سیطرهٔ

بادهای بسامان و وجود منابع نیروی ناشی از رودخانه‌ها که سرچشمه‌های اصلی آنها در سرزمینهای دوردست است (مانند رودخانه نیل)، هر سه منبع می‌توانند همزمان وجود داشته باشند.

۴ـ۱ آب و هواشناسی و جغرافیا

جغرافیا رابطه بین پدیده‌های مؤثر در زندگی انسان را در هر مکان مطالعه می‌کند. بدیهی است که یکی از مهمترین پدیده‌های مزبور، آب و هواست. بنابراین روش مطالعه و اهداف آب و هواشناسی نیز براساس تعریف کلی جغرافیا تعیین می‌شود. حتی روند تکامل آب و هواشناسی، همواره با سیر تحول جغرافیا هماهنگ بوده است. موقعی که جغرافیا به صورت علم توصیف شرایط و امکانات سطح زمین تعریف می‌شد، آب و هواشناسی نیز به «توصیف» شرایط آب و هوایی مناطق روی زمین می‌پرداخت. از زمانی که جغرافیا نگرش علمی و استدلالی پیدا کرده است، آب و هواشناسی هم تغییر یافته است و پدیده‌های آب و هوایی را به صورت علت و معلولی توجیه می‌کند و در این راستا، برای تبیین چگونگی پراکندگی مکانی آب و هواها، از اصول و مفاهیم فیزیکی و هواشناختی استفاده می‌کند.[1]

عناصر متعددی مانند دما، رطوبت، فشار و سیستمهای هوایی در شکل دادن آب و هوا مؤثرند. آب و هواشناس باید همهٔ این عناصر را یکجا و در ارتباط با یکدیگر مطالعه کند؛ به عبارت دیگر، همانند علم جغرافیا، باید نگرش سیستمی داشته باشد و سیستمهای آب و هوایی مناطق مختلف را بررسی کند. سیستم آب و هوای هر منطقه با مناطق دیگر فرق دارد. آب و هواشناس باید ساختار و نقش این سیستم و عوامل کنترل‌کننده و نیز اثر آن را در محیط زندگی انسان مطالعه کند.

نگرش سیستمی جغرافیا، درست برابر نگرش سینوپتیک در آب و هواشناسی است؛ یعنی آب و هواشناسی جغرافیا، همان آب و هواشناسی سینوپتیک است. وجوه

---

۱. استفاده از اصول و قوانین علوم دیگر، برای تبیین مسائل ویژهٔ علوم دیگر، نقطه ضعف نیست و استقلال آن علم را به مخاطره نمی‌اندازد. فقط چند رشتهٔ علمی مانند فیزیک، شیمی و ریاضیات، اصول و مفاهیم اولیه را مطالعه می‌کنند و البته این علوم هم کمابیش به یکدیگر متکی‌اند. به هر حال، هر علمی برای استنباط یا حل مسائل خود، از اصول علوم دیگر استفاده می‌کند. نه جغرافیا و نه آب و هواشناسی، هیچکدام از این قاعده مستثنا نیستند.

مشترک آب و هواشناسی سینوپتیک با علم جغرافیا به شرح زیر است:

۱. هر دو تمام پدیده‌ها را با هم در نظر می‌گیرند و در ارتباط با هم مطالعه می‌کنند؛

۲. هر دو تفاوتهای مکانی را بررسی و تبیین می‌کنند؛

۳. هر دو از نقشه استفاده می‌کنند؛

۴. نتیجهٔ هر دو علم، بهبود محیط زیست‌انسان و راهنمایی او در بهره‌برداری صحیح از این محیط است و برای راهنمایی صحیح، شرایط آینده را براساس وضعیت گذشته و حال پیش‌بینی می‌کنند.

برای مطالعه و تحلیل رابطهٔ بین پدیده‌ها، اول باید خود پدیده‌ها را شناسایی کرد. درکتاب حاضر، کوشیده‌ایم عناصر آب و هواشناسی و عوامل حاکم بر آنها را شناسایی و بررسی کنیم و به بحث درباره طبقه‌بندی اقلیمها (آب و هواها) و سیر تحولات پیش‌بینی وضعیت آب و هوایی، بپردازیم. اما پیش از این به اجمال درباره مقیاس، دامنه و ابزارهای آب و هواشناسی بحث می‌کنیم.

۱ـ۵ دامنهٔ گسترش اقلیم

وسعت محدوده‌های آب و هوایی، و به عبارت دیگر، دامنه اعتبار ارقامی که شاخص عناصر آب و هوایی‌اند، از مقوله‌های مهم اقلیم‌شناسی است. اعتبار این اهمیت، به هیچ‌وجه به مساحت نیست و در اقلیم‌شناسی، وسعتِ جغرافیایی یک مکان نشانه اهمیت آن نسبت به محدوده‌های کوچک به شمار نمی‌آید، حتی گاهی ضروری است که تقسیمات آب و هوایی و مطالعات آن را در حوزه مناطق کوچک و محدود درنظر بگیریم.

تیپ اقلیم حاکم بر یک ناحیه، با سنجش کمّی عناصر آب و هوایی آن منطقه تعیین می‌شود و بدیهی است که هر چه مدت دیده‌بانی طولانی‌تر باشد، ارزیابی و لمس کیفیت اقلیم به واقعیت نزدیکتر است. قلمرو تأثیر عناصر یا پدیده‌های مورد سنجش متفاوت است، اما این عناصر، مستقل از یکدیگر نیستند، بلکه هر یک بخشی از یک جریان پیوسته و یکپارچه را تشکیل می‌دهد. در نتیجه، در مورد جزئیات ابعاد موردنظر برای تقسیم محدودهٔ تأثیر پدیده‌های جوّی و اقلیمی به واحدهای مستقل و مشخص (بزرگ اقلیم، متوسط اقلیم، ریزاقلیم و اقلیم محلی)، بین همهٔ صاحبنظران توافق نیست؛

مثلاً بعضی از محققان هر دو اقلیم متوسط و محلی را ریزاقلیم به شمار می‌آورند، گرچه در بعضی از مطالعات و برنامه‌ریزیها برای مناطق کم وسعت، باید این دو اقلیم را از یکدیگر تفکیک کرد. ویژگیهای عمدهٔ محدوده‌های اقلیمی به شرح زیر است.

بزرگ اقلیم

بزرگ اقلیم را سیستمهای بزرگ جوّی که در ارتباط با گردش سیاره‌ای هستند، به صورت طوقه‌های اقلیمی بر سطح کره زمین، به وجود می‌آورند. اغتشاشهای اتمسفری، نظیر سیکلونها و آنتی سیکلونها، موجهای بلند، رودبادها و هوریکانها که تا هزارها کیلومتر را زیر نفوذ خود قرار می‌دهند، از نمونه‌های اصلی بزرگ اقلیم به شمار می‌آیند. این اغتشاشها در مقیاسهای زمانی روز، هفته یا ماه عمل می‌کنند و مناطق خاصی از سطح کرهٔ زمین را دربرمی‌گیرند.

در بررسی بزرگ اقلیم، نه تنها تغییر، شدت و پراکندگی عناصر اقلیمی، بلکه تغییر و تحولات سیستمهای سینوپتیک نیز مطالعه می‌شود. برای شناخت بزرگ اقلیم یک منطقه یا قاره لازم است که از یک طرف رابطه بین سیستمهای فوقانی جوّ با سطح زمین، و از طرف دیگر، تأثیر آنها در سیستمهای واقع در سطوح پایین جوّ بررسی شود. گفتنی است ارتفاعات بلند زمین و چگونگی توزیع آب و خشکی تا حدودی در پراکندگی جغرافیایی پدیده‌های بزرگ جوّی مؤثرند.

متوسط اقلیم

متوسط اقلیم، بیش از هر اقلیم دیگر، تحت تأثیر نمودهای ناهمواری سطح زمین و شکل آنها قرار دارد و از این رو، اقلیم‌دشت، جلگه، دامنه، درّه، کوهستان و ... را مشخص می‌کند (یوشینو[1]، ۱۹۷۵). از جمله فرایندهای جوّی که از عوارض سطح زمین تأثیر می‌پذیرند، رگبارهای همرفتی، تشکیل ابرهای محلی کوهستانی، وزش نسیم دریا و خشکی و گرمباد را می‌توان نام برد. عملکرد این پدیده‌ها می‌تواند تا «ساعتها» تداوم داشته باشد.

1. Yoshino

اقلیم محلی

عوارض و ناهمواریهای سطح کرهٔ زمین در ایجاد متوسط اقلیمها، نقش عمده‌ای دارد، اما هر واحد مستقل جغرافیایی، مثلاً یک دشت یا یک دامنه را که در نظر بگیریم، شرایط کاملاً همگنی ندارند. علت اساسی این ناهمگنی، طبیعت و پوشش متنوع سطح زمین در یک واحد جغرافیایی است؛ مثلاً در یک دشت، انواع پوششهای گیاهی، همچنین مزارع گوناگون و مجتمعهای مسکونی، یا در دامنه و مناطق کوهستانی، پوششهای جنگلی، هر کدام به نحوی اقلیم خاص خود را به وجود می‌آورند، به طوری که برای مثال می‌توان از اقلیم مزارع، اقلیم جنگلهای خزاندار، اقلیم شهر، اقلیم جنگل مخروطیان و اقلیم کوهستانی سخن گفت. بنابراین، حوزه و ابعاد اقلیم محلّی محدودتر از متوسط اقلیم است.

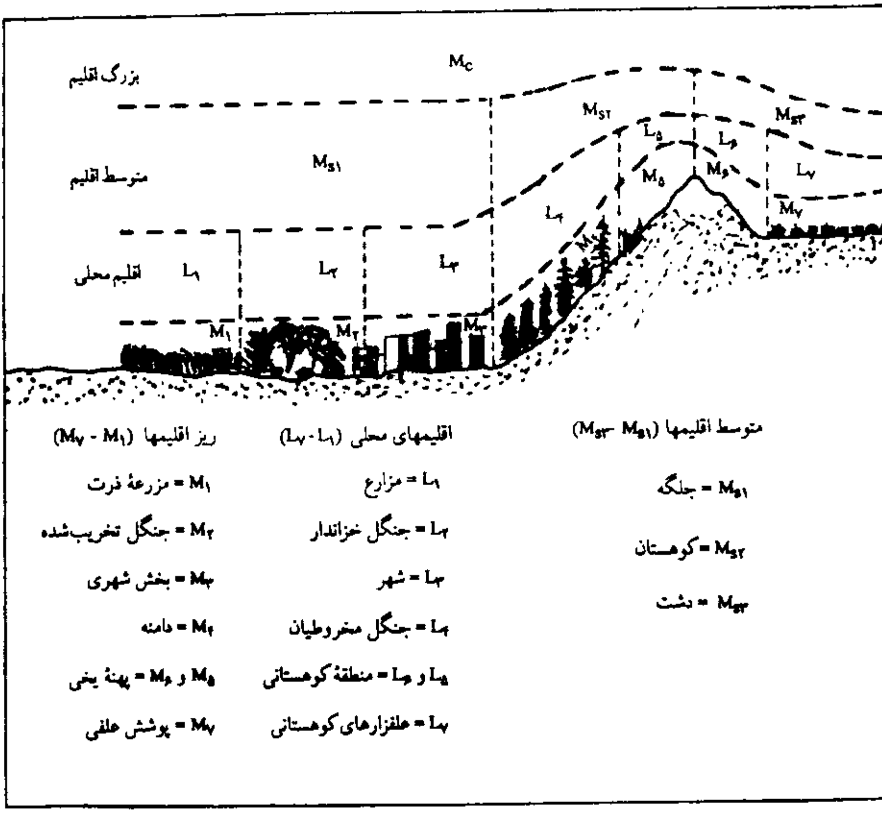
ریز اقلیم

این قلمرو اقلیمی که کوچکترین واحد مهم اقلیمی به حساب می‌آید، بشدت از شرایط فیزیکی سطح زمین تأثیر می‌پذیرد و تمام ویژگیهای خود را از این شرایط کسب می‌کند. معمولاً، سرعت باد، با نزدیکتر شدن به سطح زمین، به دلیل افزایش اثر اصطکاک، کاهش می‌یابد و این امر، به نوبه خود درجه اختلاط هوا را کم می‌کند و به تشدید اختلافات بین عناصر جوّی همچون دما، رطوبت و فشار، در فواصل محدود می‌انجامد. حاصل این اختلاف، ایجاد اقلیمهای مستقل و مشخص در ابعاد کوچک و در حوالی سطح زمین است.

گایگر[1] (۱۹۶۱) که در اثر معروف خود به بررسی همه جانبهٔ ایجاد شرایط ریزاقلیم پرداخته است، حوزهٔ تأثیر ریزاقلیم در جهت قائم را تا ۲ متری سطح زمین می‌داند. وی با تکیه بر اهمیت توجه به مسائل حاصل از ریزاقلیم، برای انجام‌دادن بسیاری از پروژه‌ها برای بهبود و ایجاد شرایط ریزاقلیمی مطلوب، به کاربرد تکنیکهای مختلف اشاره کرده است. شکل ۱ـ۱ دامنه گسترش اقلیمهای یادشده را به صورتی نمادین نشان می‌دهد.

---

1. Geiger



شکل ۱ـ۱ طرحی کلی از حوزهٔ استقرار اقلیمهای مختلف

روابط بین محدوده‌های اقلیمی

می‌بینیم که گسترش اقلیمهای مختلف نتیجه تکرار فرایندهای متفاوت اتمسفری در مکانهای متفاوت است. فرایندهای مزبور در مقیاسهای زمانی متفاوت انجام می‌پذیرند؛ بدین‌معنی که ممکن است در مقیاس ثانیه (مثلاً تغییرات سرعت باد، تلاطم و تبخیر)، ساعت (مثلاً در موارد ابر و باران)، روز (نظیر جابه جاییهای سیستمهای فشار) و سرانجام فصل (نظیر تغییرات موسمی سالانه) صورت بگیرند و در ابعاد مکانی متفاوتی تأثیر کنند. گرم شدن یک گلخانه، تفاوت دمای دیوارهای ساختمان در شرایط هوای آرام، تلاطمهای محدود بین شاخ و برگ درختان، تبخیر از سطح حوضچه‌ها و استخرها، همه بیانگر تغییر شرایط اتمسفری در ابعاد کوچک، یا به عبارتی، بروز شرایط ریزاقلیمی است که در مقیاس ثانیه می‌تواند انجام پذیرد، اما وقوع رگبارهای همرفتی، تشکیل

ابرهای محلی و کوهستانی، وزش نسیم دریا و خشکی که با عوارض سطح زمین ارتباط دارند، ابعادی وسیعتر دارند و می‌توانند ساعتها ادامه داشته باشند. بدیهی است پدیده‌های موسمی که در مقیاس فصلی عمل می‌کنند، حوزه‌های وسیعی از سطح کرهٔ زمین را متأثر می‌کنند و گسترش مکانی بسیاری دارند.

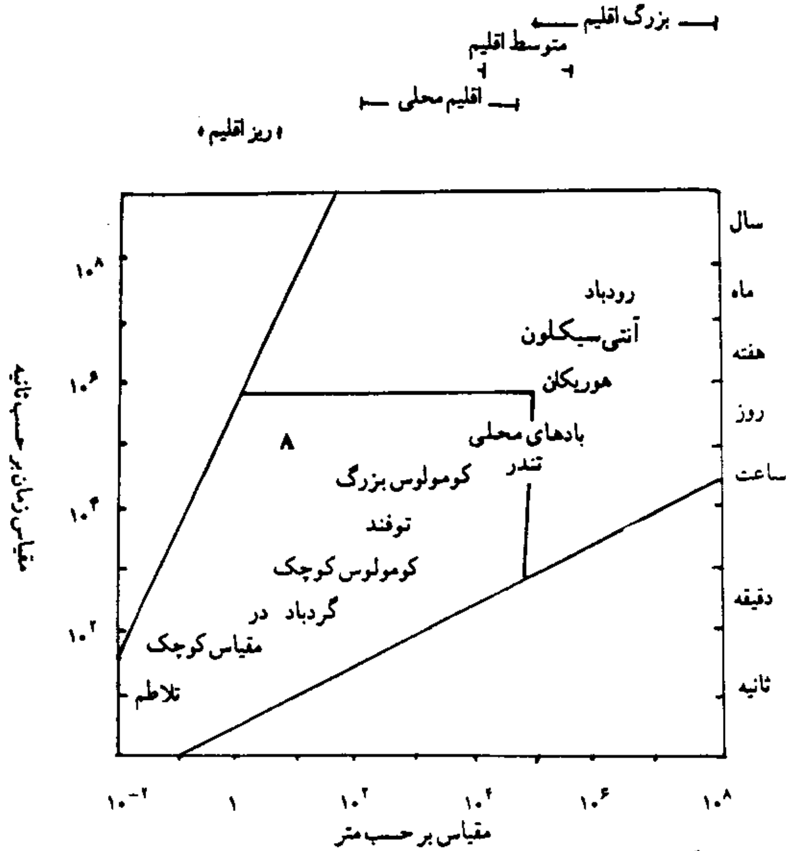
اختلاف بین جنبه‌های مختلف ریزاقلیم و بزرگ‌اقلیم، چه از نظر کاربرد تکنیکهای سنجش دیده‌بانی و چه از نظر نحوهٔ بررسی و مطالعه ساختار کلی اتمسفر، کاملاً آشکار است. اصولاً، ماهیت تظاهرات بزرگ‌اقلیمی که ریشه در گردش سیّاره‌ای دارند، به گونه‌ای است که بخش وسیعی از سطح کرهٔ زمین را فرا می‌گیرد. البته تغییرات در توزیع دریا و خشکی و اختلاف ارتفاع نیز به تظاهرات بزرگ‌اقلیمی می‌انجامد. بیشتر تغییرها و تفسیرهای اقلیمی در مقیاس کشوری که از دانسته‌های حاصل از ایستگاههای هواشناسی حاصل می‌شود، در حیطهٔ مطالعات بزرگ‌اقلیمی است. در مقابل، پدیداری تظاهرات ریزاقلیمی ـ اگرچه این اقلیم جزئی از بزرگ‌اقلیم است و از آن متأثر می‌شود ـ بخصوص از ویژگیهای فیزیکی سطح زمین (از قبیل ساخت کلی محل، رنگ، شیب، جهت و سرانجام توان جذب و انعکاس تابش)، نقشی اساسی دارد و از همین‌رو مطالعه و سنجش ظرافتهای بافت تشکیل‌دهندهٔ آن به اندازه گیریهای دقیق و کاربرد ابزار سنجش ویژه نیاز دارد. به همین دلیل، دانسته‌های اقلیمی حاصل از ایستگاههای معمولی در تحلیلهای ریزاقلیمی کارآیی مطلوب را ندارند.

ابعاد و سیستمهای جوّی و دوام هر کدام از آنها در مقیاسهای متفاوت اقلیم‌شناسی، در جدول و نمودار زیر آمده است:

جدول ۱.۱ ابعاد تقریبی سیستمهای جوّی در مقیاسهای اقلیمی متفاوت (اولیور[1]، ۱۹۸۷)

گسترش مکانی (مقیاس)		مقیاس افقی (به کیلومتر)	مقیاس عمودی (به کیلومتر)	مقیاس زمانی (به ثانیه)	کل انرژی (برحسب یک روز انرژی تابشی به سطح زمین)
بزرگ	موجهای سیاره‌ای	۵×۱۰^{۳}	۱۰	$۲\times۱۰^{۲}-۴\times۱۰^{۲}$	
	اغتشاشهای سینوپتیک	$۲\times۱۰^{۳}-۵\times۱۰^{۲}$	۱۰	$۱۰^{۲}$	$۱۰^{۳}$ (یک سیکلون متوسط)
متوسط		$۱۰^{۲}-۱$	۱–۱۰	۱–۱۰	$۱۰^{۸}$ (یک تندر متوسط)
کوچک		$<۱۰^{۱}$	$<۱۰^{۲}$	$۱۰^{۲}-۱۰^{۱}$	$۱۰^{۱۷}$ (یک گردباد متوسط)

1. Oliver



شکل ۲.۱ محدوده گسترش و ابعاد زمانی فرایندهای جوّی در مقیاسهای متفاوت اقلیمی. محدوده (A) قلمرو استقرار ریزاقلیم را نشان می‌دهد.

۱ـ۶ منابع اطلاعات اقلیمی

منابع اطلاعات و آمارهایی که اساس مطالعات و تحلیلهای اقلیمی را تشکیل می‌دهند، از کانونهای مختلفی به دست می‌آیند که مهمترین آنها از این قرارند:

۱. شبکه ایستگاههای اقلیمی و سینوپتیک که در آنها دیده‌بانیهای پیوسته صورت می‌گیرد و با ابزار و ادوات ویژه‌ای عناصر اقلیمی را می‌سنجند.

در ایران، طبق آخرین گزارشهای منتشرشده که در *سالنامهٔ هواشناسی* سال ۱۹۸۳ آمده است، ۱۷۸ ایستگاه اقلیمی، ۳۲۷ ایستگاه بارانسنجی و ۵۳ ایستگاه سینوپتیک موجود است. تعداد این ایستگاهها، احتمالاً تا به امروز افزایش یافته است. علاوه براین، وزارت نیرو نیز تعدادی ایستگاه اقلیمی و بارانسنجی دارد.

۲. ایستگاههای موقت و سیار که با توجه به ضرورت دیده‌بانی عناصر اتمسفری در اجرای بعضی از طرحها احداث می‌شوند.

۳. شبکه ایستگاههای دریایی که در سطح دریاها و اقیانوسها به دیده‌بانی می‌پردازند.

۴. نمودارها و نقشه‌های سینوپتیک سطح زمین و سطوح مختلف جوّ (نمودارهای ارتفاعی) که براساس سنجش با رادیو سوند[1] تهیه می‌شوند و در پیش‌بینی وضع هوا به کار می‌روند، اما به دلیل وسعت اطلاعات موجود در آن مورد استفاده اقلیم‌شناسی نیز قرار می‌گیرند.

۵. تصاویر ماهواره‌ای که به طور خودکار به وسیله ماهواره‌های هواشناسی، از قبیل نووا[2] (امریکایی) و کاسموس[3] (روسی) تهیه و به زمین ارسال می‌شوند، نه تنها در پیش‌بینی وضع هوا، بلکه در مطالعات اقلیمی هم منابع باارزشی برای محققان به شمار می‌آیند.

۶. تصاویر و اطلاعات راداری نیز اهمیت بسیار دارند و در تحلیل ریزشهای جوّی و کانونهای مختلف آن به کار می‌روند.

۷. گزارشهای عینی و گزارش تحلیلهای علمی که به طور غیرمستقیم با وضعیت اقلیمی در ارتباطند.

در بین منابع اطلاعاتی یادشده، دانسته‌های اقلیمی، شبکه ایستگاههای اقلیمی و سینوپتیکی، مهمترین و باارزشترین منابع اطلاعاتی تلقی می‌شوند که از دیده‌بانیهای پیوسته روزانه در ایستگاههای اقلیمی و هواشناسی کشور به دست می‌آیند و ارقام هفتگی، ماهانه و سالانه آن در اختیار مؤسسات و افراد ذی‌ربط قرار می‌گیرد. دیده‌بانیهای مزبور معمولاً ۳ بار در روز (ساعتهای ۷، ۱۴ و ۲۱ به وقت منطقه‌ای) و براساس پیشنهاد سازمان جهانی هواشناسی[4]، در بعضی از کشورها (قبلاً در شوروی سابق و امریکا) ۴ بار

---

۱. رادیو سوند دستگاهی است که برای سنجش عناصر مختلف جوّی، از قبیل دما، رطوبت، فشار و باد در ارتفاعات بالا به کار می‌رود و از دو قسمت درست شده است: قسمت «سنجش» و قسمت «فرستنده» که حاصل اندازه‌گیری پارامترها را به گیرنده زمینی منتقل می‌کند. معمولاً رادیو سوند را به زیر بالنهای هواشناسی که تا ارتفاع ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری صعود می‌کنند، نصب و در جوّ رها می‌کنند. رادیو سوندها را گاهی به وسیلهٔ هواپیما و گاهی به وسیلهٔ راکت به جوّ می‌فرستند.

2. National Geographic Administration 3. Cosmos

4. World Meteorological Organization (W. M. O.)

در روز (ساعتهای ۱، ۷، ۱۳ و ۱۹ به وقت منطقه‌ای) انجام می‌گیرد. دیده‌بانی بیشتر عناصر اقلیمی در ایران در ساعتهای ۳، ۹ و ۱۵ به وقت گرینویچ (برابر با ۶/۵، ۱۲/۵ و ۱۸/۵ به وقت محلی) انجام می‌شود.

دیده‌بانی و گزارشهای اتمسفری حاصل از کشتیهای هواشناسی، از جنگ جهانی دوم تاکنون، بویژه در شمال اقیانوسهای اطلس و آرام، منابع اطلاعاتی مهم و قابل توجهی در هواشناسی کاربردی به شمار می‌آیند. گزارشهای ایستگاههای مزبور، برای پیش‌بینی وضع هوا، بویژه برای پیش‌بینی سیکلونها و مسأله هدایت سیستمهای هوا به ایستگاههای هواشناسی پیوسته و سریع، به ایستگاههای سینوپتیک فرستاده می‌شود. در ایستگاههای سینوپتیک، برای اندازه‌گیری پارامترهای لازم در سطوح بالای اتمسفر، معمولاً روزانه دوبار به ارسال رادیو سوند اقدام می‌کنند و دانسته‌های حاصل را برای تهیه نمودار یا نقشه‌های ارتفاعی هوا به کار می‌برند.

ماهواره‌های هواشناسی، حوزه‌های ابر و مراکز هوریکانها را از ارتفاع ۷۰۰ تا ۸۰۰ کیلومتری سطح زمین زیر نظر دارند و ضمن کنترل مسیر حرکت آنها از آنها عکس برمی‌دارند. سنجشهای ماهواره‌ای، مخصوصاً برای برآورد بیلان تابش و کنترل بخشهای وسیعی از سطح کره زمین و البته برای پیش‌بینی سریع وضع هوا، به کار گرفته می‌شوند. برای نمونه، سیستم ماهواره‌ای نووا از دو ماهواره تشکیل شده است که با گردش نصف‌النهاری بر فراز قطبهای زمین در حرکتند و به وسیلهٔ یک سیستم خودکار ارسال[1] از حوزه‌های ابر و پارامترهای جوّی، به طور دائم عکس و گزارشهایی به سه ایستگاه هواشناسی در سطح زمین (واشنگتن، مسکو و ملبورن) ارسال می‌کنند. این گزارش بسرعت به سایر ایستگاهها منتقل می‌شود و از جمله، مورد ارزیابی و استفاده اقلیم‌شناسی نیز قرار می‌گیرد.

در سالهای اخیر، نقشهٔ هوا که در مراکز هواشناسی مختلف تهیه می‌شود، به طور گسترده‌ای در مطالعات اقلیمی به کار می‌رود. این نقشه‌ها اساس تحلیل انواع سیستمهای پیچیدهٔ فشار، سیکلونها، آنتی‌سیکلونها، جبهه‌های هوا، یورش امواج هوای سرد و گرم و سرانجام، سیستمهای ویژه‌اند، و از این رو، منابع با ارزشی در اقلیم‌شناسی سینوپتیک و دینامیک به شمار می‌آیند.

---

1. Automatic Picture Transition (A. P. T.)

۱ـ۷ دامنهٔ زمانی در مطالعات اقلیمی

ارزش و دقت اطلاعات و دانسته‌های اقلیمی با طول دوره دیده‌بانی رابطه مستقیم دارد. این نکته از ماهیت عناصر جوّی ناشی می‌شود که نظامی کمابیش متغیر دارند. در بین عناصر اقلیمی، بی‌نظمی زمانی بارش از همه بیشتر است. این بی‌نظمی به موقعیت مکانی ایستگاه نیز بستگی دارد. مثلاً ایستگاههای جزیره‌ای در اقلیمهای اقیانوسی، با وجود روندی مغشوش از نظر ساعتهای بارش، در درازمدت، نوسان قابل ملاحظه‌ای ندارند؛ بنابراین، در اینگونه ایستگاهها به سالهای دیده‌بانی چندانی، نیاز نیست. این موضوع در مورد دیگر عناصر اقلیمی حارّه‌ای نیز صادق است.

جدولی که برمبنای بررسی لاندزبرگ[1] و یاکوبس تهیه شده است، تصویری از سالهای دیده‌بانی درشرایط متفاوت محلی، برای کسب میانگین نسبتاً صحیح، ارائه می‌کند.

جدول ۱ـ۲ مدت زمان دیده‌بانی لازم برای تهیهٔ میانگین عناصر اقلیمی در مناطق مختلف (لاندزبرگ و یاکوبس، ۱۹۵۱)

عنصر اقلیمی	جزیره‌ای	ساحلی	جلگه‌ای	کوهستانی
در مناطق برون‌حارّه‌ای				
دما	۱۰	۱۵	۱۵	۲۵
رطوبت	۳	۶	۵	۱۰
ابرناکی	۴	۴	۸	۱۲
دید افقی	۵	۵	۵	۸
مقدار بارش	۲۵	۳۰	۴۰	۵۰
در مناطق حارّه‌ای				
دما	۵	۸	۱۰	۱۵
رطوبت	۱	۲	۳	۶
ابرناکی	۲	۳	۴	۶
دید افقی	۳	۳	۴	۶
میزان بارش	۳۰	۴۰	۴۰	۵۰

ملاحظه می‌شود که دامنه سالهای لازم برای محاسبه میانگین عناصر اقلیمی در مناطق حارّه‌ای، به استثنای مورد بارش، به طور مشخصی کم است و در مورد رطوبت،

1. Landsberg

حتی یکی دو سال دیده‌بانی در محدودهٔ ایستگاههای اقیانوسی کافی است؛ زیرا رطوبت، و به تبع آن، ابر و دید افقی از جمله عناصری هستند که در مقایسه با سایر عناصر، کمتر دستخوش نوسان شدید در سطح کره زمین هستند. به طور کلی، سنجش میانگین تمام عناصر اقلیمی در مناطق کوهستانی، نسبت به دیگر مناطق، به سالهای بیشتری نیاز دارد و این از طبیعت بسیار متغیّر این عناصر در اینگونه نواحی ناشی می‌شود. جز میانگین روزانه، ماهانه و سالانهٔ ارقام اقلیمی، دامنهٔ نوسان و ارقام مطلق و سرانجام توزیع فراوانی ارقام که انحرافی را نسبت به میانگین نشان می‌دهند، برای جغرافیدان قابل توجه است.

۱ـ۸ عناصر و عاملهای اقلیمی

در بررسی و مطالعهٔ دانسته‌های اقلیمی باید بین عنصر و عامل اقلیمی تفاوت قائل شویم. دما، رطوبت، فشار و تابش خورشید، هر کدام یک عنصر اقلیمی تلقی می‌شود. تلفیق و آمیزه‌ای از این عناصر را که معرف یک حالت فیزیکی معین در اتمسفر است، مانند گرما، بارش و ابرناکی، نیز یک عنصر اقلیمی درنظر می‌گیرند. اما عامل اقلیمی عاملی است از قبیل ارتفاع، جهت و پوشش که به نحوی در فضای مورد مطالعه تأثیر داشته باشد.

گاهی یک عنصر اقلیمی می‌تواند عاملی برای عنصر دیگر باشد؛ مثلاً دما برای رطوبت، رطوبت برای ابرناکی و ابرناکی برای تابش، عنصر اقلیمی به شمار می‌آیند. تشخیص کیفیّت واقعی عوامل و عناصر یادشده در سنجش یا دیده‌بانی، به هدف بررسی و شیوهٔ مطالعه بستگی دارد.

۱ـ۹ هوا، دوره و اقلیم

تمام شرایط فیزیکی اتمسفر، در زمان و مکان معین، بیانگر چگونگی وضع هواست که در مشاهدات عینی، حسی و سنجش محیط قابل درک است. این شرایط فیزیکی محصول استقرار سیستم سینوپتیکی خاصی است که در ارتباط با ویژگیهای سطح زمین، کیفیّت هوای محیط را مشخص می‌کند؛ برای مثال، در یک زمان معین هوای اصفهان با هوای یزد یا تهران متفاوت است و حتی در مقیاسی کوچکتر، هوای شمال و شرق یک شهر هم با یکدیگر فرق دارد.

با توجه به این نکته، اگر یک تیپ هوا روزها و هفته‌ها تکرار شود، یا به عبارت

دیگر، روند روزانهٔ هوا آهنگی یکنواخت داشته باشد، آن روند را اصطلاحاً «دوره» می‌نامند؛ مثلاً دورهٔ خشک، دورهٔ گرم، دورهٔ مرطوب یا دورهٔ سرد در ماههای مختلف سال. تکرار این دوره‌ها طی سالهای طولانی، بافت اقلیمی هر منطقه را مشخص می‌کند.

جمعبندی

اصطلاح «هوا» عبارت است از شرایط لحظه‌ای جوّ یک منطقه، که تمام عناصر هوا را دربرمی‌گیرد و یک تیپ هوایی ویژه را به وجود می‌آورد. هوایی که در منطقه‌ای، در مدتی طولانی بیشتر تکرار شود، هوای غالب یا آب و هوای آن منطقه را تشکیل می‌دهد. علم مطالعهٔ هوا را هواشناسی و علم مطالعهٔ آب و هوا را آب و هواشناسی گویند. هدف اصلی آب و هواشناسی، تبیین آب و هوای منطقه‌ای معین براساس عوامل کنترل‌کنندهٔ آن و بررسی اثرهای آن در زندگی انسانهای آن منطقه است.

با اکتشاف بعضی از اصول هواشناسی در قرن نوزدهم، پایه‌های علم آب و هواشناسی، به صورت توصیفی، در اروپا گذاشته شد. با به کاربردن «نقشه‌های هوا»، آب و هواشناسی همدیده‌بانی یا سینوپتیک ابداع شد.

علم آب و هواشناسی در قرن بیستم و در مراکز علمی عمده‌ای چون برگن، برلین و شیکاگو شکوفا شد. در روند این شکوفایی، دانشمندان مکتب برگن «جبههٔ قطبی» را کشف کردند و در مکتب شیکاگو هم، «اصل چرخندگی» کشف و حرکت موجی بادها ثابت شد. نتیجهٔ این اکتشافات منجر به پیدایش شاخه‌های عمده آب و هواشناسی به شرح زیر گردید:

«آب و هواشناسی فیزیکی» که در آن تغییرات اقلیمی در منطقه‌ای خاص و براساس بیلان انرژی آن منطقه بررسی می‌شود و مباحث عمدهٔ آن، تابش خورشید، انعکاس و تابش زمین، مناطق مازاد و کمبود انرژی و چگونگی انتقال انرژی است.

در «آب و هواشناسی دینامیک»، حرکتهای جوّ در جهات افقی و عمودی و عوامل به وجود آورندهٔ آنها بررسی و تغییرات آب و هوایی براساس حرکتهای جوّی تبیین می‌شود.

در «آب و هواشناسی سینوپتیک»، تمامی اوضاع جوّی یک منطقه یکجا بررسی می‌گردد و به مطالعهٔ چگونگی ایجاد و نوسان آن برحسب تغییرات فشار در سطوح بالای جوّ به عنوان عامل اصلی، پرداخته می‌شود. نگرش امروزی جغرافیا به آب و هواشناسی، آب و هواشناسی سینوپتیک است؛ چون به کمک این بینش جدید می‌توان با مطالعه

همه عناصر هوا در یک نقشه، به بررسی علل به وجود آورنده آب و هوا پرداخت.

در «آب و هواشناسی کاربردی» به بررسی نقش پدیده‌ها و عناصر آب و هوایی در رابطه با مسائل انسانی پرداخته می‌شود.

از نظر مقیاس منطقه مطالعه، آب و هواشناسی به شاخه‌های زیر تقسیم می‌شود:

«بزرگ‌اقلیم»، اقلیمی است که از سیستمهای بزرگ جوّی و گردش سیّاره‌ای پدید می‌آید و قالب اصلی آن را اغتشاشهای بزرگ مقیاس جوّی از جمله سیکلونها و آنتی‌سیکلونها، موجهای بلند و رودبادها، تشکیل می‌دهند. سیستمهای مزبور، در مقیاسهای زمانی روز، هفته و ماه عمل کرده، مناطق وسیعی از سطح کره زمین را زیر نفوذ خود قرار می‌دهند.

«متوسط‌اقلیم»، اقلیمی است که تحت تأثیر عوارض سطح زمین شکل می‌گیرد و برحسب مورد، اقلیم دامنه، دره، ساحل، مرداب و غیره نامیده می‌شود. مکانیسمهای مربوط به این اقلیم محدودند (همچون نسیم دریا و خشکی) و اصولاً در مقیاس ساعت می‌توانند عمل کنند.

«اقلیم محلی»، جزئی است از اقلیم متوسط که اصولاً نتیجهٔ ناهمگنی پوششی عوارض سطح زمین است و با توجه به آن می‌توان از اقلیم مزرعه، جنگل، شهر و غیره نام برد.

«ریزاقلیم»، این اقلیم که کوچکترین واحد اقلیمی به شمار می‌آید، تحت شرایط فیزیکی دقیق و ظریف سطح زمین (بافت، جنس، رنگ و شیب) شکل می‌گیرد. مکانیسمهای ریزاقلیمی، زیرنفوذ اصطکاک باد در سطح زمینند و اختلافات بین عناصر جوّی را در فواصل کوچک تشدید می‌کنند.

شبکهٔ ایستگاههای اقلیمی و سینوپتیک، مهمترین منبع کسب اطلاعات و دانسته‌های اقلیمی به شمار می‌آیند که از دیده‌بانیهای مستمر در چند نوبت روزانه در ایستگاههای کشور به دست می‌آیند و مجموعه آنها به صورت *سالنامه‌های هواشناسی* در اختیار علاقه‌مندان و محققان قرار می‌گیرد.

در سالهای اخیر، از نقشه‌های هوا که در مراکز هواشناسی تهیه می‌شود و همچنین از تصاویر ماهواره‌ای هواشناسی برای تشخیص و شناخت تیپهای مختلف هوا و ارزیابی دقیقتر ویژگیهای اقلیمی استفاده می‌شود.

در بررسی دانسته‌های اقلیمی باید بین عناصر و عوامل اقلیمی تفاوت قائل شد.

دما، رطوبت، فشار و تابش خورشید و همچنین تلفیق عناصر مزبور که معرف یک خاصیت فیزیکی معین جوّی است، مانند گرما، بارش یا ابرناکی، عنصر اقلیمی تلقی می‌شوند، اما تمام عواملی را که به نحوی در فضای مورد مطالعه ما تأثیر دارند (از قبیل ارتفاع، جهت و پوشش سطح زمین) عامل اقلیمی می‌نامند.

توجه به سالهای اندازه گیری در تحلیل دانسته‌های اقلیمی مهم است، به طوری که حداقل تعداد سالهای لازم برحسب تغییرپذیری عنصر و محل مورد بررسی متفاوت است؛ مثلاً بارشهای جوّی، تغییرات زمانی و مکانی شدیدی دارند و از این رو، تعداد سالهای لازم برای بررسی عنصر رطوبت بیشتر است. در جدول ۲ـ۱ تعداد سالهای لازم برای مطالعه بعضی از عناصر جوّی آمده است.

کتابنامهٔ فصل

Barry, P. (1987); "Synoptic Climatology," in *Encyclopedia of Climatology*; Oliver, J. E. and R. W. Fairbridge (eds.), New York: Van Nostrand and Reinhold Co.

Böer, W. (1964); *Technische Meteorologie*; Leipzig.

Geiger, R (1961); Das Klima der Bodennaben; L. Ftschicht. Braunschweig.

Jacobs, W. C. (1946); "Synoptic Climatology," *Bull. Amer. Meteor. Soci.;* Vol. 27, 306-11.

Landsberg, H. E. & W. C. Jacobs (1951); "Applied Climatology," in *Compendium of Meteorology*; Boston Mass.

Marotz, G. A. (1987); "Dynamic Climatology," in *Encylopedia of Climatology;* Oliver, J. E. and R. W. Fairbridge (eds.), New York: Van Nostrand and Reinhold Co.

Oliver, J. E. and R. W. Fairbridge (1987); *Encylopedia of Climatology*; New York: Van Nostrand and Reinhold Co.

Sellers, W. D. (1965); *Physical Climatology*; Chicago: University of Chicago Press.

Stringer, E. T. (1982); *Foundations of Climatology*; 1st Indian Reprint, Delhi, India: Surjeet Publications.

Yoshino, M. (1975); *Climate in a Small Area*; Tokyo University of Tokyo Press.

فصل دوم

ترکیب و ساختار اتمسفر زمین (هوا سپهر)

الف) ترکیب اتمسفر

واژه اتمسفر ترکیبی است که از دو واژه یونانی atmos (بخار) و sphaira (سپهر یا کره) مشتق شده است و به غشای نازک هوایی اطلاق می‌شود که کرهٔ زمین را در برگرفته است. جرم تقریبی اتمسفر معادل 5×10^{15} است که تقریباً برابر با یک میلیونیم جرم کرهٔ زمین می‌شود. گذار از اتمسفر زمین به فضای کیهانی، بتدریج صورت می‌گیرد، به طوری که می‌توان ادعا کرد که اتمسفر، مرز مشخصی ندارد و بتدریج در فضای بین سیّاره‌ای «گم» می‌شود؛ با این حال، آثار آن تا ارتفاع ۲۰۰۰-۳۰۰۰ کیلومتری آشکار است و از این رو، مرز قراردادی آن را می‌توان در ارتفاع حدود ۳ هزار کیلومتری فرض کرد. اساس این فرض، کاهش غلظت گازهای تشکیل‌دهندهٔ اتمسفر، در ارتفاع یادشده، به حد نزدیک به مواد بین سیّاره‌ای است.

۲ـ۱ تکامل ترکیب اتمسفر

ترکیب کنونی اتمسفر زمین، حاصل سیر تکاملی پیچیده و طولانی‌ای است که بحث درباره آن، از دامنهٔ مباحث کتاب حاضر خارج است. جدول ۱ـ۲ که در پی می‌آید، نتیجهٔ این تحول طولانی را از دورترین زمان زمین‌شناسی تا کنون، برحسب تغییر فشار اتمسفری سطح و تغییرات در جرم اجزاء تشکیل‌دهنده اتمسفر نشان می‌دهد. در این جدول می‌توان بروشنی افزایش برخی اجزاء (چون نیتروژن)، کاهش برخی دیگر تا حد حذف (چون متان)، پدیداری و سیر افزایشی اکسیژن ـ گازی که زندگی به آن وابسته است ـ و نیز نوسانهای بسیار در کمیّت بخار آب موجود در اتمسفر را مشاهده کرد. همچنین، مشاهده می‌شود که دمای اتمسفر در هوای سطح زمین برخلاف دمای مؤثر

جدول ۲.۱ چگونگی تکامل ترکیب اتمسفر زمین براساس برازنده‌ترین برنامهٔ کامپیوتری (لاک‌وود[1]، ۱۹۸۶)

(زمان) (به‌بیلیون‌سال)	فشار سطح دریا	جرم اجزای تشکیل دهنده اتمسفر N_2 $(10^{21}g)$	O_2 $(10^{21}g)$	CO_2 $(10^{20}g)$	CH_4 $(10^{21}g)$	NH_3 $(10^{17}g)$	Ar $(10^{19}g)$	H_2O $(10^{24}g)$	(oK)Teff دمای مؤثر[2] (کلوین)	(oK)Tsurf دمای سطح زمین (کلوین)
۴/۲۵	۱/۲۵	۰/۷۵	•	۲۳/۲ =	۳/۳۷	۰/۷۴	۰/۰۴	۴/۱۸	۲۱۷	۳۰۵
۴/۰۰	۱/۳۷	۰/۵۶	•	۱۳/۴	۵/۱۳	۱/۷۶	۰/۱۶	۷/۶۸	۲۱۸	۳۱۴
۳/۷۵	۱/۳۹	۰/۳۲	•	۸/۲۸	۶/۰۰	۲/۲۳	۰/۳۴	۹/۶۷	۲۱۹	۳۱۷
۳/۵۰	۱/۳۲	۰/۳۱	•	۵/۲۷	۵/۹۳	۲/۲۹	۰/۵۷	۸/۲۷	۲۱۹	۳۱۵
۳/۲۵	۱/۲۲	۰/۵۲	•	۳/۵۴	۵/۳۹	۲/۱۵	۰/۸۶	۵/۷۵	۲۲۰	۳۱۰
۳/۰۰	۱/۱۰	۰/۸۷	•	۲/۴۸	۴/۵۶	۱/۹۰	۱/۱۸	۳/۷۷	۲۲۱	۳۰۴
۲/۷۵	۰/۹۷	۱/۳۱	•	۱/۸۱	۳/۵۲	۱/۶۲	۱/۵۴	۲/۶۱	۲۲۴	۲۹۹
۲/۵۰	۰/۳۷	۱/۵۷	•	۱/۳۷	۲/۲۲	۱/۴۶	۱/۹۳	۲/۳۰	۲۳۰	۲۹۷
۲/۲۵	۰/۶۲	۲/۱۴	•	۱/۰۳	۰/۹۳	۱/۰۹	۲/۳۵	۱/۸۶	۲۳۸	۲۹۴
۲/۰۰	۰/۷۵	۳/۷۶	۰/۰۶	۰/۶۴۶	•	•	۲/۷۹	۰/۷۷	۲۵۰	۲۸۱
۱/۷۵	۰/۷۶	۳/۸۱	۰/۰۶	۰/۳۶۵	•	•	۳/۲۵	۰/۶۹	۲۵۱	۲۷۹
۱/۵۰	۰/۷۷	۳/۸۴	۰/۰۸	۰/۲۱۵	•	•	۳/۷۲	۰/۶۹	۲۵۲	۲۷۹
۱/۲۵	۰/۷۷	۳/۸۷	۰/۰۸	۰/۱۱۷	•	•	۴/۲۱	۰/۷۱	۲۵۳	۲۸۰
۱/۰۰	۰/۷۸	۳/۸۹	۰/۰۹	۰/۰۴۹	•	•	۴/۷۰	۰/۷۲	۲۵۴	۲۸۰
۰/۷۵	۰/۷۸	۳/۹۰	۰/۱۰	۰/۰۲۴	•	•	۵/۲۱	۰/۷۹	۲۵۵	۲۸۱
۰/۵۰	۰/۷۹	۳/۹۱	۰/۱۰	۰/۰۲۴	•	•	۵/۷۲	۰/۹۰	۲۵۶	۲۸۳
۰/۴۰	۰/۸۵	۳/۹۱	۰/۴۳	۰/۰۲۴	•	•	۵/۹۳	۱/۰۲	۲۵۶	۲۸۵
۰/۳۰	۰/۹۰	۳/۹۲	۰/۶۹	۰/۰۲۴	•	•	۶/۱۴	۱/۱۰	۲۵۶	۲۸۶
۰/۲۰	۰/۹۴	۳/۹۲	۰/۸۶	۰/۰۲۴	•	•	۶/۳۵	۱/۱۶	۲۵۵	۲۸۷
۰/۱۰	۰/۹۷	۳/۹۲	۱/۰۳	۰/۰۲۴	•	•	۶/۵۵	۱/۲۱	۲۵۵	۲۸۸
•	۱/۰۰	۳/۹۲	۱/۲۱	۰/۰۲۴	•	•	۶/۷۶	۱/۲۷	۲۵۵	۲۸۸

1. Lockwood

۲. دمای مؤثر دمایی است که در شرایط متفاوت رطوبت نسبی و سرعت باد احساس می‌شود و با دمای پایه در شرایط ۱۰۰ درصد رطوبت نسبی و سرعت باد معادل ۰/۱۵ متر در ثانیه مقایسه می‌شود. دمای مؤثر در تکنیک و معماری کاربرد فراوان دارد.

اتمسفر است که در این زمان طولانی، افزایشی تدریجی و نسبتاً آرام داشته و برحسب افزایش و کاهش برخی اجزاء، دستخوش تحولی نسبتاً چشمگیر، و به طور کلی رو به کاهش بوده است.

۲ـ۲ اجزاء تشکیل‌دهندهٔ اتمسفر

در هر حال، ترکیب فعلی گازهای اتمسفر در شرایط سرمای زیاد تا آن حد که بتواند به اندازه کافی خشک باشد، تا ۹۹/۹۹ درصد حجمی از گازهای نیتروژن، اکسیژن، آرگون و دی‌اکسیدکربن تشکیل شده است و به همین دلیل این گازها راگازهای اصلی می‌نامند. به این ترتیب، تنها ۰/۰۱ درصد حجمی اتمسفر را عناصری از قبیل نئون، هیدروژن، هلیوم، کریپتون، گزنون، آمونیاک، اُزن، ید و رادون تشکیل می‌دهد و ذرات جامد از قبیل غبار، دوده، انواع نمکها، گازهای صنعتی و میکروارگانیسمها که در آلودگی هوا نقشی مهم دارند نیز جزو ترکیبهای فرعی به شمار می‌آیند. درصد حجمی گازهای اصلی اتمسفر خشک، به تفکیک از این قرار است: نیتروژن ۷۸/۰۸ درصد، اکسیژن ۲۰/۹۵ درصد، آرگون ۰/۹۳ درصد، گاز کربنیک ۰/۰۳ درصد.

گازهای اتمسفر

نسبت ترکیبات یادشده، بویژه ازت و اکسیژن، در لایه‌های اتمسفری نزدیک به سطح زمین (تا حدود ۹۰ کیلومتر) به علت تداخل و تلاطم شدید اتمسفر، پیوسته ثابت باقی می‌ماند؛ از این رو، لایهٔ مزبور را هوموسفر می‌نامند که معرف هوای همگن این بخش از اتمسفر است؛ در حالی که از ارتفاع ۹۰ کیلومتر به بالا که چگالی و میزان آمیختگی اتمسفر بشدت کم می‌شود، توزیع گازها صرفاً براساس وزن مولکولی یا اتمی آنهاست، به طوری که گازهای سبک، مانند هیدروژن، در سطوح بالاتر این ارتفاعات و گازهای سنگینتر، مانند هلیوم، سطوح پایین‌تر ارتفاعات یادشده را اشغال می‌کنند. معمولاً از ۹۰ کیلومتر به بالا هتروسفر نامیده می‌شود که معرف ترکیب ناهمگن اتمسفر در این ارتفاعات است.

در بین ترکیبات اتمسفر، اکسیژن ثبات بیشتری دارد و در شرایط متعارف، دستخوش نوسان کمتری می‌شود و اختلاف مقدار حداکثر تابستانی و حداقل زمستانی آن، حتی به ۰/۱ حجم معمولی آن در اتمسفر هم نمی‌رسد. این ثبات در حالی حفظ

می‌شود که فتوسنتز گیاهان، اکسیژن را تولید و تنفس و سوخت آن را مصرف می‌کنند. بررسیهای مختلف نشان می‌دهد که تعادل نسبی این گاز در طبیعت، تاکنون حفظ شده است و انسان با ثبات وضعیت آن چنان مأنوس است که در شرایط ۲۰ درصد کاهش آن (مثلاً در فضای مسدود و پر ازدحام) عکس‌العمل نشان می‌دهد.

میزان اکسیدکربن اتمسفر، با توجه به افزایش فرایندهای سوخت، برخلاف اکسیژن، تغییرات مکانی و زمانی محسوس و حتی شدیدی دارد. میزان این گاز در مناطق وسیع صنعتی ممکن است حتی به دو برابر مقدار معمول آن (۰/۰۳ درصد) برسد. نتیجهٔ بسیاری از بررسیهای انجام‌شده حاکی از ۱۲ درصد افزایش این گاز در ۵۰ سال اخیر بوده است (ویشت[1]، ۱۹۷۷) و روند افزایشی سالانهٔ آن را در حال حاضر، ۱۲ میلیارد تن تخمین می‌زنند.

علت اساسی توجه بسیار به این گاز، علاوه بر سمی بودن آن در این است که با داشتن باند جذبی مؤثر برای تابش مادون قرمز خورشید و زمین (به فصل تابش مراجعه کنید) می‌تواند در بیلان گرمایی جوّ، و در نتیجه، در تغییرات اقلیمی، نقش داشته باشد. با این حال، پیش‌بینی دقیق تأثیر آن در آیندهٔ اتمسفر هنوز امکانپذیر نیست. اکسیدکربن روند تغییری شبانه‌روزی نیز دارد؛ به این معنی که معمولاً حداکثر آن در شب و حداقل آن در بعد از ظهرها، همزمان با حداکثر شدت تلاطم (بادهایی که جهت و سرعت آنها سریعاً تغییر کند) مشاهده می‌شود.

اُزن (O_3) یکی از عناصر مهم جوّ است که مقدار آن در حوالی سطح زمین ناچیز است، ولی در ارتفاعات فوقانی جوّ (تقریباً در ۲۳ کیلومتری سطح زمین) به غلظت قابل‌توجهی می‌رسد. اهمیت ازن، جذب تابش موج کوتاه خورشیدی و ایجاد لایه حفاظی‌ای است که در بررسی لایه استراتوسفر به آن اشاره خواهیم کرد.

از دیگر ترکیبات جوّ که هم منشأ طبیعی دارد و هم حاصل فعالیت انسان است، گازهای گوگردی، بخصوص گاز SO_2 است. مقدار این گاز در هوای لایه مجاور سطح زمین، به طور طبیعی ۰/۰۱ تا ۰/۰۲ میلیگرم در هر متر مکعب هواست که با افزایش مصرف سوخت بالا می‌رود، به طوری که در زمستانها، در کانونهای شهری، حتی به ۰/۶ تا ۰/۵ میلیگرم در متر مکعب هوا می‌رسد (گئورگی[2]، ۱۹۶۳).

1. Weischet   2. Georgii

گیاهان از گوگرد، بیشتر به صورت سولفاتها استفاده می‌کنند که سرانجام در مواد آلی اندامهای آنها شرکت می‌کند و با از بین رفتن گیاه، بر اثر عملکرد باکتریها به سولفیت یا سولفات تبدیل می‌شود. بدیهی است که چون «زغال» و «زغال‌سنگ» حاصل تبدیل گیاه است، در این موارد نیز گوگرد وجود دارد که بر اثر احتراق به صورت گاز SO_2 آزاد می‌شود و یکی از مهمترین ترکیبات آلوده کننده و سمی محیط‌زیست را تشکیل می‌دهد.

آتشفشانها نیز منبع طبیعی مهمی برای تولید SO_2 در اتمسفر به شمار می‌آیند، به طوری که طغیان آنها، به طور میانگین، سالانه حدود ۲ میلیون تن SO_2 به اتمسفر وارد می‌کند.

کاهش ترکیبات گوگردی اتمسفر، بیشتر از طریق ابر و باران انجام می‌شود که به صورت «اسید» به سطح زمین می‌بارند. این گاز علاوه بر اینکه اثر مسموم‌کننده‌ای در گیاهان دارد باعث کاهش اسیدیته (pH) آب و آلودگی آن می‌شود.

اتمسفر زمین، دارای عناصر رادیواکتیو نیز هست. این عناصر (از جمله رادون، ترون و اکتینون) به خودی خود خطرناک نیستند؛ زیرا شدت تابش آنها بمراتب زیر مرز تابش مجاز است، در حالی که در شرایط مصنوعی، بویژه در پی انفجارهای اتمی، ذراتی به اتمسفر وارد می‌شوند که مقدار تابش پرتوهای آلفا (هسته‌های اتم هلیوم) بتا (الکترون) و گامای آنها، بمراتب بیش از مرز مجاز است و خطری جدی برای انسان به شمار می‌آید.

سطح انتقال ذرات رادیواکتیو حاصل از انفجارهای اتمی به سطح زمین، طبق بررسی بلوتگن[1] (۱۹۶۶) بسیار متفاوت است، به طوری که اگر انفجار اتمی در قلمرو تروپوسفر انجام شده باشد، فرو ریختن یا بارش ذرات آن به صورت باران اتمی، ۱۰ تا ۲۰ روز پس از انفجار طول می‌کشد تا همراه با انواع بارشها شسته شود و به زمین برسد، در حالی که اگر چنین انفجاری در استراتوسفر رخ دهد، مدتها طول می‌کشد تا ذرات رادیواکتیو حاصل از آن به تروپوسفر و درنهایت به سطح زمین برسد.

در بین ترکیبات جوّ، بخار آب که میزان آن بشدت متغیر است، اهمیت بسیاری دارد. مقدار متوسط بخار آب، در عرض میانه و فصل گرما، ۱/۳ و در فصل سرما

---

1. Blüthgen

۰/۴ درصد حجمی از ترکیب معمول اتمسفر را تشکیل می‌دهد؛ با این حال، در شرایط مطلوب (مثلاً در مناطق گرم حارّه‌ای) گاه تا ۴ درصد از ترکیب اتمسفر را بخار آب اشغال می‌کند. بخار آب، بخصوص از دیدگاه ترمودینامیک، به دلیل نقشی که تغییر حالت آن در فازهای جامد، مایع و گاز در ارتباط با تغییرات دمای اتمسفر دارد، و نیز به دلیل ارزش حیاتی آن برای موجود زنده مهم است. به فصل ششم مراجعه کنید.

آئروسلها (هواویزها)

از ترکیبات مهم جوّ، بویژه در حوالی سطح زمین، ترکیبات غیرگازی و جامدی است که هواویز نامیده می‌شود. هواویزها شامل ذرات غبار به ابعاد مختلف، پس‌گازهای صنعتی، زایده‌های سوخت مانند دوده و نیز ذراتی چون ذرات نمکند. مقدار هواویزها بشدت متغیر است و در ارتفاعات و نیز بعد از هر بارش رو به کاهش می‌گذارد؛ بنابراین، حداکثر مقدار هواویزها را می‌توان در حوالی سطح زمین انتظار داشت، اما ثابت شده است که مقدار هواویزها در زیر پیلوپاوز (به «ساختار جوّ زمین»، ص ۳۷ مراجعه کنید) نیز باز هم به حداکثر می‌رسد.

براساس بررسی هاره[1] (۱۹۶۲)، منشأ قسمتی از هواویزها متلاشی شدن شهابسنگها در برخورد با اتمسفر زمین است. او در این بررسی تمامی مقدار هواویز را در ۱۰۰ کیلومتر اولیهٔ اتمسفر ۲۸/۶ میلیون تن برآورد کرده است که روزانه حدود ۳۰۰۰ تن از جهات مختلف کیهان به آن اضافه می‌شود.

مقدار هواویز اتمسفر به سیر عمودی دما و چگونگی وضعیت باد نیز بستگی دارد. معمولاً هوا بعد از ظهرها و در تابستانها آلوده‌تر است، در حالی که صبحها و نیز در زمستانها، بخصوص بعد از هر ریزش، پاکتر می‌شود.

اهمیت اساسی هواویزها، بخصوص در این است که آنها «هستکهای» تراکمی لازم برای گذار بخار آب به قطرات آب یا ذرات برف و یخ را تشکیل می‌دهند (به فصل ششم مراجعه کنید). بسیاری از بررسیها نشان می‌دهند که افزایش مقدار باران و فراوانی اوقات مه و گرفتگی آسمان در شهرهای بزرگ، بیشتر به مقدار آئروسلها بستگی دارد.

---

1. Hare

ب) ساختار جوّ زمین

آگاهی و شناخت امروزی انسان در مورد ساخت و ترکیب جوّ، زاییده سنجشهای مستقیم و بررسیهای غیرمستقیمی است که از اوایل قرن شانزدهم تا به امروز پیوسته ادامه داشته است. برای دستیابی به این شناخت از تکنیکهای مختلفی بویژه از پرتاب بالون، رادیو سوند، راکت، رادار و ماهواره‌های گوناگون استفاده می‌شود.

اتمسفر زمین را برحسب چگونگی روند دما، اختلاف چگالی، تغییرات فشار، تداخل گازها و سرانجام ویژگیهای الکتریکی، به لایه‌های متفاوتی به شرح زیر تقسیم کرده‌اند: ۱) تروپوسفر[1]، ۲) استراتوسفر[2]، ۳) مزوسفر[3]، ۴) یونوسفر[4]، ۵) اگزوسفر[5].

مرز بین لایه‌های فوق را با پسوند پاوُز مشخص می‌کنند مانند تروپوپاوز (مرز بین تروپوسفر و استراتوسفر) و مزوپاوز (مرز بین مزوسفر و یونوسفر).

۳ـ۲ تروپوسفر

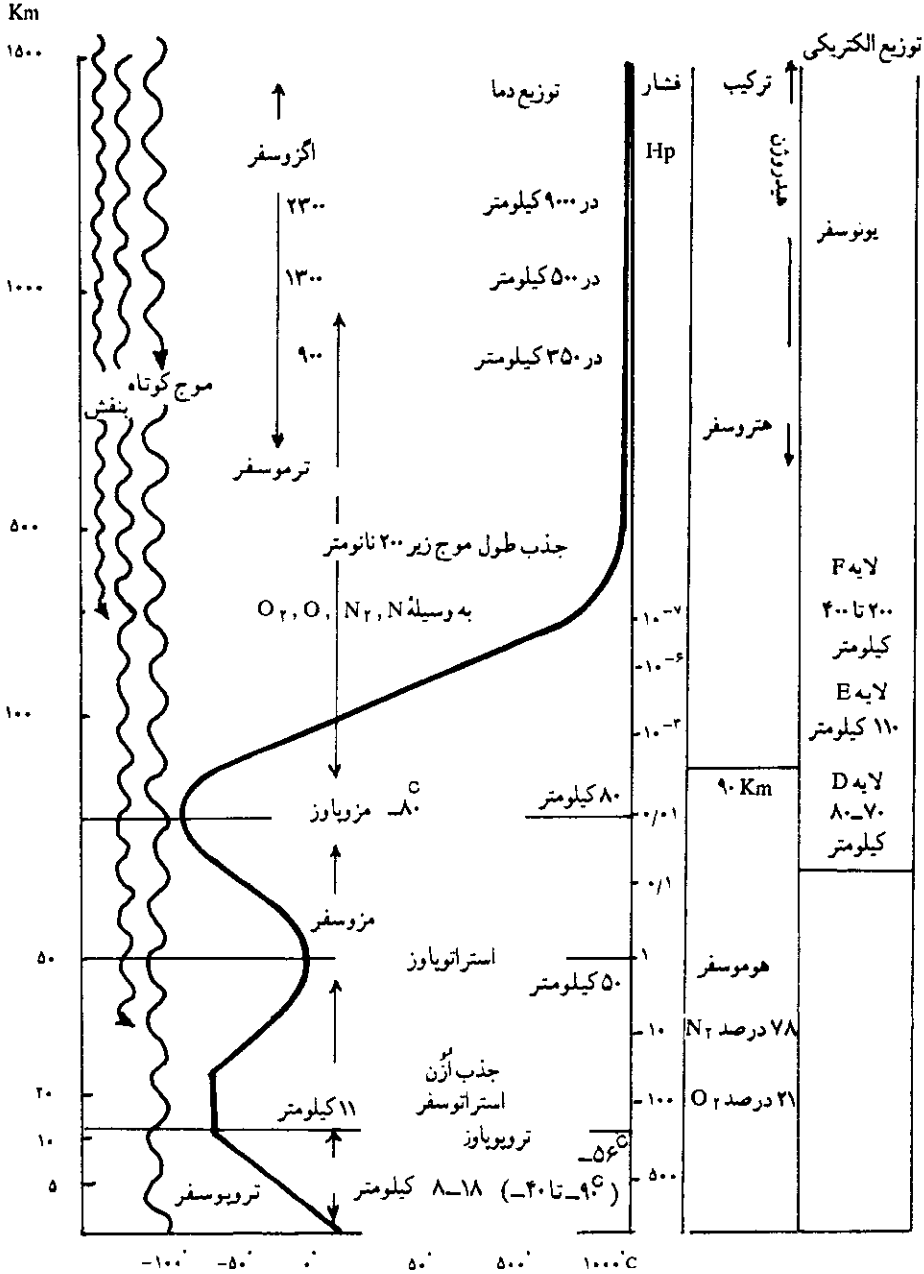
تروپوسفر پایین‌ترین لایهٔ اتمسفر است که خود از لایه‌های کوچکتری تشکیل شده است. وجه تمایز آن با دیگر طبقات اتمسفر، تجمع تمام بخار آب در این لایه است. به همین دلیل بسیاری از پدیده‌های جوّی که با رطوبت ارتباط دارند و عاملی تعیین‌کننده در وضعیت هوا به شمار می‌آیند (از قبیل ابر، باران، برف، مه و رعد و برق) تنها در این لایه بروز می‌کنند.

منبع حرارتی لایهٔ تروپوسفر، انرژی تابشی سطح زمین است. از این رو دمای آن با افزایش ارتفاع، بسرعت کاهش می‌یابد؛ در نتیجه، دمای قسمتهای پایین تروپوسفر گرمتر از قسمتهای فوقانی آن است.

ضخامت تروپوسفر، از شرایط حرارتی متفاوتی که بر عرضهای مختلف جغرافیایی حاکم است، تبعیت می‌کند و بنابراین یکسان نیست. این ضخامت معمولاً از ۱۷ تا ۱۸ کیلومتر دراستوا به ۱۰ تا ۱۱ کیلومتر در مناطق معتدل و ۷ تا ۸ کیلومتر در قطبها تغییر می‌کند. همین امر باعث می‌شود که دمای تروپوپاوز از حدود ۴۰- درجهٔ سلسیوس در قطبها به ۵۶ـ درجهٔ سلسیوس در مناطق معتدل، تا ۸۰- الی ۹۰- درجهٔ سلسیوس در استوا تغییر کند.

---

1. Troposphere 2. Stratosphere 3. Mesosphere 4. Ionosphere
5. Exosphere



شکل ۲ـ۱ ساختار جوّ زمین

حرکات قائم و افقی هوا در تروپوسفر نسبت به لایه‌های بالاتر از آن در اتمسفر بسیار شدیدتر است. این شدت، تداخل بیشتر گازها را در این لایه میسر می‌کند و باعث می‌شود که نسبت ترکیبات جوّ تا ارتفاع بسیار، پیوسته ثابت بماند.

در تروپوسفر، جهت بادها به تبعیت از حرکت وضعی زمین، از غرب به شرق است و سرعت آنها با افزایش ارتفاع از سطح زمین، معمولاً زیاد می‌شود. در زیر تروپوپاوز (وگاهی در لایه‌های زیرین استراتوسفر) در کلیه عرضهای جغرافیایی، هسته‌های باریک‌سرعت به نام رودباد تشکیل می‌شود که سرعت آنها گهگاه به حدود ۳۰۰ گره (حدود ۵۵۰ کیلومتر در ساعت) می‌رسد (ایشنبرگر[1]، ۱۹۶۲).

این رودبادها که طی جنگ جهانی دوم کشف شدند، در هدایت سیستمهای فشار لایه‌های پایین اتمسفر زمین و نیز در هوانوردی اهمیت بسیار دارند.

اجزاء تروپوسفر

تروپوسفر، براساس ویژگیهای حرارتی و رطوبت به لایه‌هایی نظیر بیوسفر و پپلوسفر تقسیم می‌شود که در اینجا به دلیل اهمیت لایه اصطکاک در اقلیم‌شناسی، به بعضی ویژگیهای آن اشاره می‌کنیم.

پپلوسفر

شنایدر کاریوس[2] (۱۹۵۳) اقلیم‌شناس آلمانی با بررسی لایه‌ای که اکثراً تا یکی دو کیلومتری سطح زمین وجود دارد و با پوششی غبارآلود مشخص می‌شود، آن را از لایه‌های فوقانی‌تر تروپوسفر تفکیک کرد و به آن نام پپلوسفر (لایهٔ اصطکاک) داد. او با تحلیل نمودارهای آیرودینامیک و مقایسهٔ تغییرات دما و رطوبت در قسمتهای پایینی تروپوسفر توانسته است انواعی از این لایه را که در فرایندهای مربوط به روند تحولات هوا و چگونگی شکل‌گیری اقلیم مناطق مختلف اهمیت بسیار دارند، شناسایی کند. در ایجاد شکلهای گوناگون پپلوسفر، نقش

1. Eichenberger 2. Schneider Carius

اصطکاک سطح زمین از یک طرف و جابه‌جاییهای همرفتی از طرف دیگر، که تأثیری مشترک و همزمان دارند، بسیار است، اما در بعضی مواقع تأثیر اصطکاک و همرفت، مستقلاً شرایط متفاوتی به وجود می‌آورد. این موضوع در مواردی صادق است که در لایه‌های زیرین اصطکاک و در لایه‌های فوقانی، جریانهای همرفتی بشدت غلبه دارند.

در نتیجه فرایندهای حاصل از اصطکاک و همرفت، در حوالی سطح زمین فضایی بدون ابر به وجود می‌آید که روی آن را «غبار» اشغال می‌کند. در بخشهای فوقانی فضای مزبور، معمولاً مرز غبار قرار دارد که برحسب شرایط متفاوت جوّی می‌تواند ابرهای سطحی (پوششی) یا انباشته (جوششی) را هم شامل شود. دما تا لایه مرز غبار، سیر عادی خود را (کاهش با ارتفاع) حفظ می‌کند، سپس روند تغییرات آن، یا معکوس (لایه وارونگی) می‌شود یا ثابت باقی می‌ماند. این لایهٔ مرزی را پپلوپاوز می‌نامند که پیلوسفر را از دیگر قسمتهای دیگر تروپوسفر جدا می‌کند. ارتفاع حضور پیلوپاوز بسیار متغیر است و از ۲۰۰ متری تا ۳ کیلومتری سطح زمین تغییر می‌کند.

انواع عمده پیلوسفر را براساس ساختار آن، چنین تشخیص داده‌اند:

۱. **لایه وارونگی.** مرز غبار یا پیلوپاوز که با حداکثر سرعت باد توأم است، بسیار پایین قرار دارد و ارتفاع آن به ۲۰۰ تا ۵۰۰ متری سطح زمین می‌رسد. دما از سطح زمین تا ارتفاع مزبور، برخلاف معمول، افزایش می‌یابد و لایهٔ وارونگی تشکیل می‌دهد. هوا در این لایه غالباً غبارآلود است و امکان تشکیل مه زمینی در آن براحتی وجود دارد. گرچه پیلوسفر در این مورد ضخامت ناچیزی دارد، در بیشتر موارد ضخامت لایهٔ واسطه‌ای که روی پیلوسفر قرار دارد قابل توجه است.

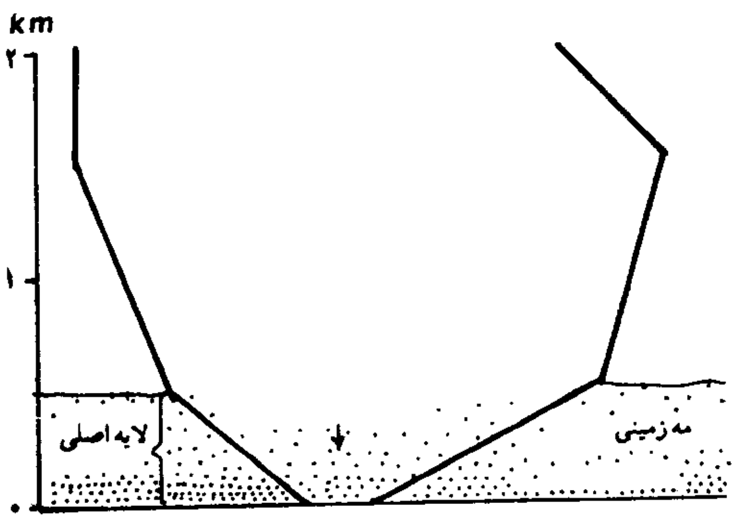
۲. **مه مرتفع.** روند کاهش دما در ۱۰۰ یا ۲۰۰ متر اولیه نسبتاً عادی است و لایه‌هایی غبارآلود، اما فاقد ابر را به وجود می‌آورد. با ضعیف‌شدن روند کاهشی دما و پایداری بیشتر آن، از ارتفاع ۶۰۰ تا ۹۰۰ متر، زمینه‌ای برای تشکیل پوشش مه به وجود می‌آید و ابرهای سطحی از نوع استراتوس (به فصل ششم رجوع کنید) فضای مورد بحث را اشغال می‌کنند. محل پیلوپاوز، در این حالت معمولاً با آغاز لایهٔ وارونگی قوی مشخص می‌شود.

۳. **معمولی.** لایه اصطکاک و لایهٔ همرفتی، بترتیب روی هم قرار می‌گیرند و

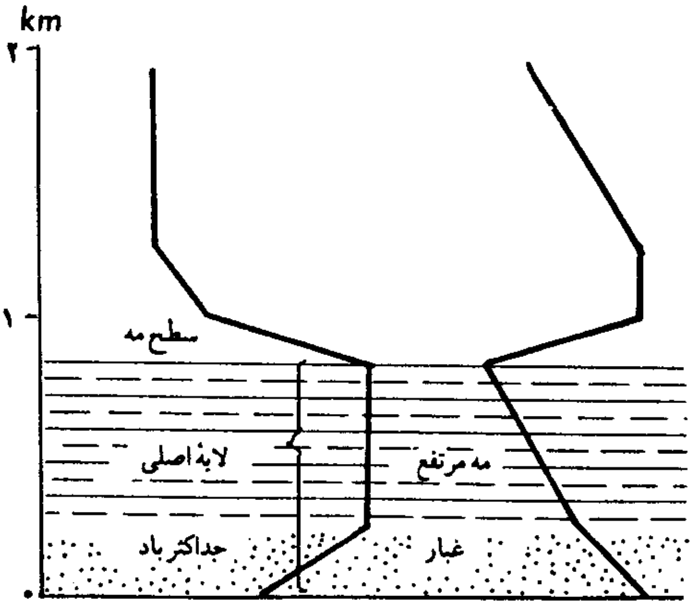
شرایط متفاوتی در مورد هر یک وجود دارد. در حالی که لایه اصطکاک (پایینی) فاقد گرد و غبار است و هوایی پاک دارد، لایه فوقانی غبارآلود است که غلظت این غبار با ارتفاع بیشتر می‌شود. در زیر پیلوپاوز (که با اینوورژن همراه است) ابرهای مسطح یا جوششی از نوع استراتوکومولوس یا کومولوس می‌توانند تشکیل شوند.

۴. همرفت. در این نوع پیلوسفر، فرایندهای اصطکاکی و همرفتی، عملکردی مجزا از یکدیگر دارند و هر کدام لایهٔ ویژه‌ای تشکیل می‌دهند. در قسمت فوقانیِ لایه اصطکاکی که با حداکثر سرعت باد توأم است، کمابیش ابرهای جوششی (از نوع کومولوس) تشکیل می‌شوند، در حالی که در مرز فوقانی پیلوسفر، ابرهای گسترده از نوع استراتوکومولوس و لایه وارونگی ضعیفی مشاهده می‌شود.

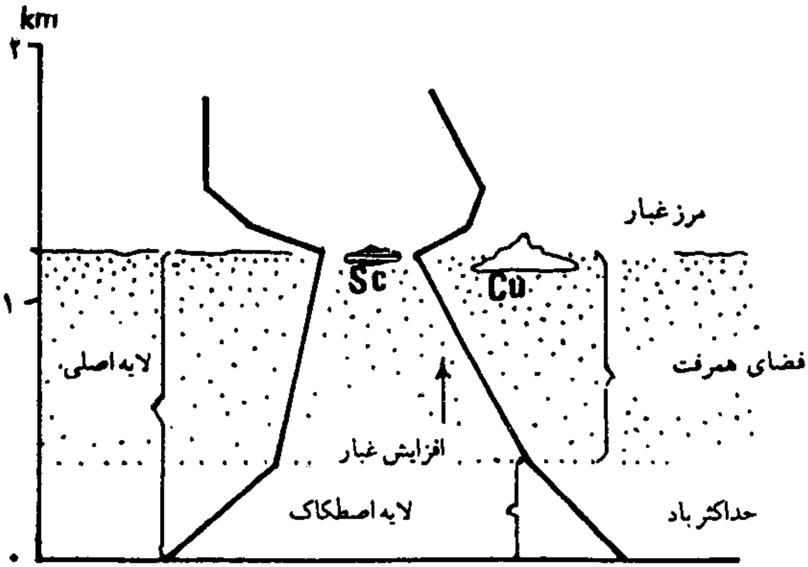
۵. متلاطم. ضخامت پیلوسفر، در این حالت، به ۳ کیلومتر و حتی بیشتر می‌رسد و این ناشی از رشد شدید لایهٔ همرفتی است. در مرز فوقانی لایهٔ اصطکاکی و همرفتی، ابرهای سطحی تشکیل می‌شود، در حالی که بخشهای وسیعی از فضای پیلوسفر را ابرهای جوششی از نوع کومولوس اشغال می‌کنند که دامنهٔ آنها غالباً از مرز فوقانی پیلوسفر (پیلوپاوز) نیز فراتر می‌رود. ضمناً لایهٔ وارونگی در مرز پیلوپاوز بسیار ضعیف است.



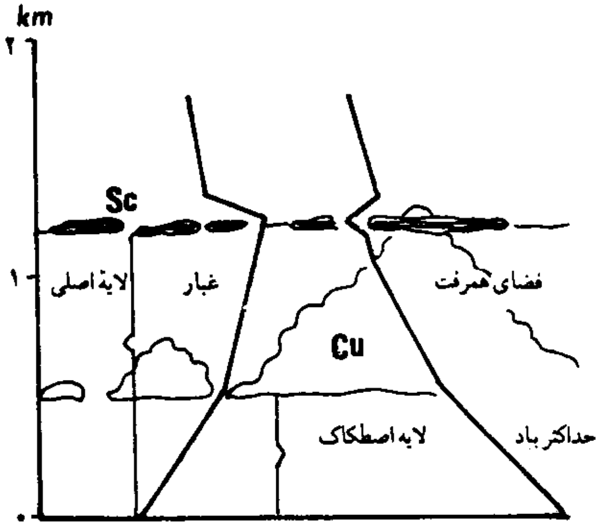
الف) لایهٔ وارونگی



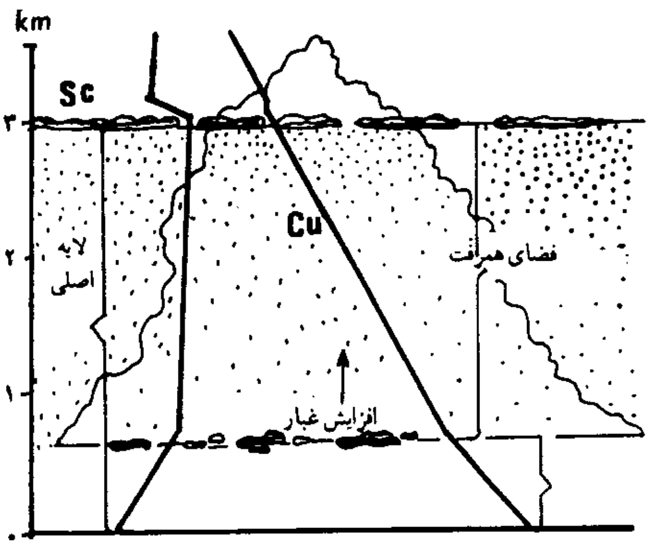
ب) مه مرتفع



ج) پیلوسفر معمولی



د) همرفت



ه) متلاطم

شکل ۲.۲ انواع پیلوسفر (شنایدر کاریوس، ۱۹۵۳)

گفتنی است که پیلوسفر، در همه جا، به طور منظم و یکسان تشکیل نمی‌شود، بلکه به شکل غالب اقلیمهای معین وابسته است و این امر به تفاوت استقرار و فراوانی

نوع توده‌های هوا در مناطق مختلف بستگی دارد؛ از این‌رو، تحلیل پیلوسفر می‌تواند اطلاعات مفید و باارزشی برای درک ویژگیهای اقلیمی ارائه کند. جدول زیر پراکندگی جغرافیایی انواع پیلوسفر را نشان می‌دهد.

جدول ۲.۲ توزیع جغرافیایی انواع پیلوسفر (شنایدر کاریوس)

نوع پیلوسفر	محل تشکیل
لایهٔ *وارونگی*	اکثراً در مناطق قطبی، در زمستانها در نواحی معتدل و عرضهای جغرافیایی بالا (با مراکز پرفشار همراهند).
مه مرتفع	مناطق جنب قطبی و عرضهای متوسط؛ به طور کلی در تابستانها روی دریاها و در زمستانها روی خشکیها.
معمولی	در کلیه عرضهای جغرافیایی، به استثنای کانون مناطق قطبی و استوایی.
همرفت	بیشتر در تابستانهای مناطق معتدل، و به طور دائم، در مناطق جنب استوایی، بویژه مسیر بادهای بسامان در مناطق حارّه‌ای.
متلاطم	در عرضهای جغرافیایی پایین و متوسط، و در مواقع جابه‌جاییهای شدید همرفتی.

۲ـ۴ استراتوسفر

فرایندهای اتمسفری و تظاهراتی که تحت عنوان «چگونگی یا وضع هوا» شناخته می‌شوند، تا حدود زیادی به تروپوسفر محدودند. این لایه هم به نحوی از فرایندهایی که در لایه‌های بالاتر اتمسفر رخ می‌دهند، تأثیر می‌پذیرد؛ مثلاً افزایش شدید تابش ماورای بنفش، به هنگام طغیانهای سطح خورشید، بشدت استراتوسفر را گرم می‌کند و تحولات قابل‌ملاحظه‌ای در وضعیت هوا به وجود می‌آورد؛ همچنین پدیده‌های الکتریکی در اتمسفر پایین، فعل و انفعالات فتوشیمیایی، پخش و انتشار امواج رادیویی، مستقیماً با چگونگی وضعیت اتمسفر بالایی ارتباط دارند.

برای مطالعهٔ بخشهای فوقانی اتمسفر، از علوم ژئوفیزیکی استفاده می‌شود. محور این مطالعات ویژگیهای یونوسفر، نورهای قطبی، تابش در سطوح بالایی، اختلالهای

مغناطیسی زمین و مانند آن است.

وضعیت دما در سطوح پایین استراتوسفر (حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر اول) را از آغاز قرن اخیر، پیوسته به وسیله رادیو سوند کنترل می‌کنند. دیده‌بانیهای مزبور نشان می‌دهد که سطوح پایین استراتوسفر از یک لایهٔ پایدار در جهت عمودی تشکیل شده است. دما در بالای تروپوپاوز برحسب منطقهٔ اقلیمی و فصل تفاوت دارد، به طوری که در مناطق حارّه، به طور کلی، همیشه کمی افزایش می‌یابد، در حالی که در عرضهای متوسط، معمولاً فقط در تابستانها چنین افزایشی مشاهده می‌شود و در زمستانها حتی کاهش اندکی در دما وجود دارد. افزایش تابستانی و کاهش زمستانی دما در مناطق قطبی ثبات سالانهٔ بیشتری دارد.

با توجه به میانگین روزانه روند دما در درازمدت، دو لایه متفاوت را در استراتوسفر تشخیص داده‌اند. معمولاً از ارتفاع ۱۱ تا حدود ۲۵ کیلومتری استراتوسفر، دما ثابت است و به عبارتی، وضعیت ایزوترمی در آن برقرار است و مقدار آن در حد ۵۶- درجه سلسیوس باقی می‌ماند. در بالاتر از این ارتفاع، به علت جذب بخشی از تابش ماورای بنفش خورشید که به وسیله ازن صورت می‌گیرد، دما تا ارتفاع حدود ۵۰ کیلومتری، تا به صفر درجه سلسیوس افزایش می‌یابد. این لایه از اتمسفر را اُزُنسفر نیز می‌نامند و مرز آن را با لایهٔ بالایی، یعنی مزوسفر، استراتوپاوز می‌نامند.

در استراتوسفر، بندرت ابر تشکیل می‌شود و تنها در شرایط ویژه‌ای، ممکن است ابرهای کوهستانی، به نام ابرهای مرواریدی، در ارتفاع ۲۱ تا ۲۹ کیلومتر از سطح زمین ظاهر شوند که علت وجود آنها حرکات موجی‌شکل هوا از روی موانع است. گاهی در اروپا، این ابرها در شرایط دمای خیلی پایین (معمولاً ۸۲- درجه سلسیوس) بر فراز کوهستانهای اسکاتلند و نروژ، به وجود می‌آیند (لیلیه کویست[1]، ۱۹۸۶).

ازن

از ویژگیهای مهم استراتوسفر وجود اُزن است. «اُزن» نامی است که به مولکول سه اتمی اکسیژن داده‌اند. اُزن مخصوصاً در ارتفاع ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری سطح زمین، بر اثر واکنشهای مختلف فتوشیمیایی، به شیوه‌هایی که در پی می‌آیند، به وجود می‌آید یا از بین می‌رود:

---

1. Liljequist

۱. مولکولهای اکسیژن بر اثر تابش ماورای بنفش با طول موج کمتر از ۰/۲ میکرن، به دو اتم اکسیژن تجزیه می‌شوند:

$$O_2 + hv \rightarrow O + O$$

در این فرمول، hv معرف انرژی است؛ h ثابت پلانک و v فرکانس تابش است.

۲. این اتمهای آزادشده می‌توانند با دیگر مولکولهای اکسیژن ترکیب شوند و اتم ازن را تشکیل دهند:

$$O_2 + O + M \rightarrow O_3 + M$$

در این فرمول، M هر نوع اتم یا مولکولی است که بروز واکنش بالا را تحریک کند.

۳. از طرف دیگر، چون ازن نسبت به مولکولهای معمولی اکسیژن (O_2) پایداری کمتری دارد، براثر تابش خورشیدی که طول موج آن بیش از ۰/۲ میکرن باشد، به اتم و مولکول اکسیژن تجزیه می‌شود:

$$O_3 + hv \rightarrow O_2 + O$$

۴. ازن، در حالت دیگر، ضمن ترکیب با اتم اکسیژن به دو مولکول اکسیژن تبدیل می‌شود:

$$O_3 + O \rightarrow 2O_2$$

این فعل و انفعالات بر اثر انرژی تابش ماورای بنفش صورت می‌گیرد و در نتیجه، جلو رسیدن این تابش خطرناک به زمین گرفته می‌شود. از طرف دیگر، به هنگام تجزیه ازن، مقداری انرژی به صورت انرژی حرارتی آزاد شده، جذب اتمسفر می‌شود که این امر دمای اتمسفر را افزایش می‌دهد.

معمولاً تشکیل و تخریب ازن در استراتوسفر، در درازمدت، تعادل کمّی دارد. بررسی طیف خورشید در تروپوسفر و بخشهای زیرین استراتوسفر، حاکی از قطع و انفصال طول موج $\lambda = ۰/۲۹$ میکرن است و این امر جذب طول موج یادشده را توسط ازن، بخوبی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه تابش مورد بحث (ماورای بنفش) آثار تخریبی شدیدی در سلولهای زنده دارد، اهمیت لایهٔ ازن برای ادامهٔ بقای موجودات زنده در سطح زمین انکارناپذیر است.

ازن می‌تواند بر اثر حرکات نزولی به تروپوسفر، و به مقادیر قابل ملاحظه‌ای، به لایه‌های پایین‌تر آن، یعنی به لایه‌های مجاور سطح زمین، نفوذ کند، گرچه در این حالت فرایندهای اکسیدکننده آن را بسرعت تجزیه می‌کنند.

مقدار ازن معمولاً روند مشخص فصلی دارد، به طوری که حداکثر آن در بهار و حداقل آن در پاییز مشاهده می‌شود. توزیع جغرافیایی آن نیز حاکی از حداقل آن در نواحی استوایی و غلظت بیشتر آن در حوالی عرض جغرافیایی ۶۰ درجه است. همچنین مقدار ازن در حوالی حوزه‌های پر فشار (فرابارها) کمتر و در حوزه‌های کم‌فشار (فروبارها) زیادتر است.

ازن در محدوده امواج بلند، معادل با ۹/۶ میکرن نیز قدرت جذبی دارد و از این‌رو، وجود آن در بیلان گرمایی استراتوسفر مهم است.

۵ـ۲ مزوسفر

در بالای لایهٔ گرم ازن، لایهٔ مزوسفر قرار دارد که دما در آن، متناسب با افزایش ارتفاع، با آهنگ ۰/۳ سانتیگراد به ازای هر ۱۰۰ متر، کاهش می‌یابد، به طوری که دما در مرز فوقانی آن، که در ارتفاع ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری قرار دارد، به حدود ۸۰- درجه سانتیگراد می‌رسد. بدیهی است در چنین دمایی، بخار آب ناچیزی که گهگاه در این لایه نفوذ می‌کند، منجمد می‌شود. از این انجماد ابرهای شب‌تاب به وجود می‌آید که تابستانها، در عرضهای جغرافیایی بالا، در مواقعی که خورشید زیر افق قرار داشته باشد، با درخششی خاص ظاهر می‌شوند.

ابرهای مزبور تنها در تابستان و در عرضهای جغرافیایی بالا مشاهده می‌شوند؛ زیرا مزوسفر در این فصل پایین‌ترین دما را دارد، در حالی که در زمستان و در عرضهای جغرافیایی پایین، دما بالاتر است و اشباع بخار آب در این فصل میسر نیست.

دمای پایین تابستانی مزوسفر در حوالی قطبین زمین، در حالی بروز می‌کند که خورشید در این فصل در بالاتر از مدار قطبی، به زیر افق نمی‌رود. برعکس، دمای زمستانی زیاد آن در شرایطی صورت می‌گیرد که خورشید از افق بالاتر نمی‌آید.

بنابراین، روند دمای مزبور تنها با حرکات عمودی در این لایه قابل توجیه است.

پال بور[1] (۱۹۷۴) اشاره می‌کند که در تابستان، باید هوا در این لایه صعود کند و این خود باعث کاهش دما و ایجاد ابرهای شب‌تاب می‌شود، در حالی که در زمستان، حرکت نزولی هوا با افزایش گرما توأم است که مانع ایجاد ابر مزبور می‌شود.

مزوسفر را می‌توان سردترین لایهٔ اتمسفر تلقی کرد (دمایی نزدیک به ۱۶۰- درجه سلسیوس در این ارتفاع، با راکت اندازه‌گیری شده است). همچنین به وزش بادهای شدید، با سرعت ۷۲۰ کیلومتر در ساعت، در این لایه اشاره می‌شود که ناشی از شیب زیاد تغییرات فشار در این لایه است.

۶ـ۲ یونوسفر

از بخش فوقانی مزوسفر (مزوپاوز) تا ارتفاع تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتری اتمسفر زمین، بارالکتریکی شدیدی حاکم است که زاییده وجود یونها و الکترونهای آزاد است. درحقیقت پرتوهای پر انرژی خورشید (ماورای بنفش و رونتگن، پرتوهای ایکس و همچنین تابشهای ذره‌ای) که از فضای خارج به طبقات بالایی اتمسفر وارد می‌شوند، باعث گسستگی پیوند یا یونیزاسیون مولکولها و اتمها می‌شوند. بر اثر یونیزاسیون، الکترون آزاد می‌شود و باقیمانده اتم به صورت یون درمی‌آید. به همین دلیل این لایه از جوّ را به نام یونوسفر نامیده‌اند.

تابش ماورای بنفش و پرتوهای رونتگن، معمولاً از ارتفاع حدود ۱۰۰ کیلومتری به بالا، مولکول اکسیژن را به اتمهای آن تجزیه می‌کند، به طوری که از ارتفاع ۱۴۰ کیلومتری به بالا تقریباً فقط اکسیژن اتمی وجود دارد. گسست مولکولهای نیتروژن نیز در ارتفاع ۲۵۰ کیلومتری انجام می‌شود و در ارتفاعات بالاتر از این تقریباً فقط اتمهای هیدروژن موجود است.

شدت یونیزاسیون در تمام ارتفاعات یونوسفر یکسان نیست؛ بنابراین لایه‌هایی متمایز با تراکم الکترون و یون متفاوت با ارتفاعات مجاور خود، در یونوسفر وجود دارد. این لایه‌ها که در ارتباطات رادیویی اهمیت بسیار دارند، به ترتیبی هستند که در پی می‌آیند:

---

1. Bohr

لایهٔ D

این لایه از تجمع الکترونهای حاصل از یونیزاسیون گاز مونواکسید ازت (NO)، در نتیجه تابش سخت رونتگن (با طول موج بسیار کوتاه) ایجاد می‌شود و تا عمق ۷۰ـ۸۰ کیلومتری سطح زمین نفوذ می‌کند. ایجاد این لایه همیشگی نیست و تنها در شرایطی خاص، آن هم در طول روز، ممکن است ایجاد شود.

لایهٔ E

این لایه بر اثر یونیزاسیون مولکول اکسیژن با تابش نرم رونتگن (با طول موج بلندتر) و در ارتفاع ۱۱۰ کیلومتری سطح زمین تشکیل می‌شود. لیلیه کویست ۱۹۸۶ تراکم الکترونها در لایهٔ مزبور را 10^{11} در متر مکعب برآورد کرده است. این لایه در شب کمی ضعیف می‌شود.

لایهٔ F

این لایه بر اثر یونیزاسیون اتمهای اکسیژن در ارتفاع ۲۰۰ تا ۴۰۰ کیلومتری از سطح زمین، با تابش ماورای بنفش که طول موج خیلی کوتاهی معادل با ۰/۳ تا ۰/۱ میکرن دارد، تشکیل می‌شود. این لایه خود به دو لایه F_1 و F_2 تقسیم می‌شود که در طول شب در هم ادغام می‌شوند و لایهٔ مستقلی را به وجود می‌آورند. تراکم الکترونها در لایهٔ F بیشتر از لایهٔ E است و به حدود 10^{12} در مترمکعب بالغ می‌شود.

وجود الکترونها در یونوسفر باعث بازتاب امواج رادیویی می‌شود. به طور کلی، توان بازتاب امواج کوتاهتر با افزایش تراکم الکترون بیشتر می‌شود؛ از این رو، لایهٔ F در بازتاب امواج کوتاه رادیویی نقش مهمتری دارد، در حالی که لایهٔ D به دلیل آنکه از تجمع الکترونی کمتری برخوردار است، تنها امواج بلند رادیویی را باز می‌تاباند و امواج کوتاه و متوسط را جذب می‌کند. لایهٔ E نیز مانند لایهٔ F امواج متوسط و کوتاه را باز می‌تاباند؛ بنابراین در ارتباطات رادیویی از فواصل دور اهمیت ویژه‌ای دارد.

میزان تراکم الکترونها در یونوسفر به زاویهٔ تابش خورشید بستگی فراوان دارد؛ به همین دلیل، حداکثر تراکم الکترون در نیمروز و حداقل آن شب‌هنگام مشاهده می‌شود. در مواقع طغیان سطح خورشید، لایه‌های مختلف یونوسفر از هم گسیخته می‌شوند و با

وجود ایجاد شرایط تشکیل لایهٔ D، سیستم ارتباطات رادیویی در سرتاسر سطح زمین مختل می‌شود. این پدیده «پوشش اختلالی» نامیده می‌شود.

روند تغییر دما از مزوپاوز تا حدود ۳۰۰ کیلومتری یونوسفر، بشدت صعودی است و از آن پس این روند افزایش، آهسته می‌شود، به طوری که دما در ارتفاع بیش از ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر، به ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ درجه سانتیگراد می‌رسد.

ذکر این نکته ضروری است که هوا در این ارتفاعات چنان رقیق است که عملاً اصطکاک و تصادم وجود ندارد؛ بنابراین، دمای یادشده «محسوس» نیست و براساس انرژی حرکتی الکترونها محاسبه می‌شود.

این لایه اتمسفر را که در آن دما با افزایش ارتفاع، پیوسته زیاد می‌شود و تا مرز اتمسفر ادامه دارد، «ترموسفر» نیز می‌نامند.

۲ـ۷ اگزوسفر

شرایط یونوسفر در لایه‌های بالاتر از آن، یعنی اگزوسفر و نیز ماگنتوسفر یا کمربند تابشی وان آلن[1] هم حاکم است؛ بدین‌معنی که گازها دراگزوسفرهمچنان قابلیت هدایت الکتریکی خود را حفظ می‌کنند. چگالی هوا در این لایه به اندازه‌ای ناچیز است که ذرات و اتمها بندرت به هم برخورد می‌کنند. سرعت ذرات در این لایه بسیار زیاد است و در مواردی که به ۱۱/۲ کیلومتر در ثانیه (سرعت گریز) برسد، از حوزه جاذبه زمین خارج و در اعماق فضا رها می‌شوند؛ بنابراین، اگزوسفر لایه گذار جوّ به فضای کیهانی به شمار می‌آید که بخش فوقانی آن را در ارتفاع بیش از ۳ هزار کیلومتری از سطح زمین برآورد کرده‌اند.

۲ـ۸ ماگنتوسفر

پیوسته از سطح خورشید، جریانی متشکل از ذرات باردار به شکل پروتون و الکترون، با سرعت زیاد، به فضا گسیل می‌شود که آن را «باد خورشیدی» می‌نامند. این به اصطلاح «بادها»، بویژه در مواقع طغیان سطح خورشید شدت دارند و «ابرهایی» پلاسمایی از پروتون و الکترون تشکیل می‌دهند که با سرعت ۱۶۰۰ کیلومتر در ثانیه در فضا منتشر می‌شوند.

---

1. Vän Állen

آن ذرات باد خورشیدی که در جهت زمین حرکت می‌کنند، پس از یکی دو روز به فاصله ۸ هزار کیلومتری زمین می‌رسند و به سمت خارج از حوزهٔ مغناطیسی زمین منحرف می‌شوند. این ذرات حامل بار الکتریکی، در امتداد خطوط نیروی میدان مغناطیسی زمین، با حرکتهای مارپیچی حلقه‌وار، به سمت قطبهای زمین کشیده می‌شوند. به این ترتیب، ذرات تشکیل‌دهندهٔ باد خورشیدی در فضای وسیعی به دام میدان مغناطیسی زمین می‌افتند و کمربند تابشی شدیدی به وجود می‌آورند. ذرات یادشده، پیوسته با سرعت زیاد، بین قطبهای زمین در حرکتند. کمربند تابشی یادشده را نخست جیمز وان آلن شناسایی کرد و سپس ماهواره‌های امریکایی اکسپلورر[1] ۱ تا ۴ و مه‌نورد پایونیر[2] ۱ و پایونیر ۳ در سال ۱۹۵۸ وجود آن را ثابت کردند.

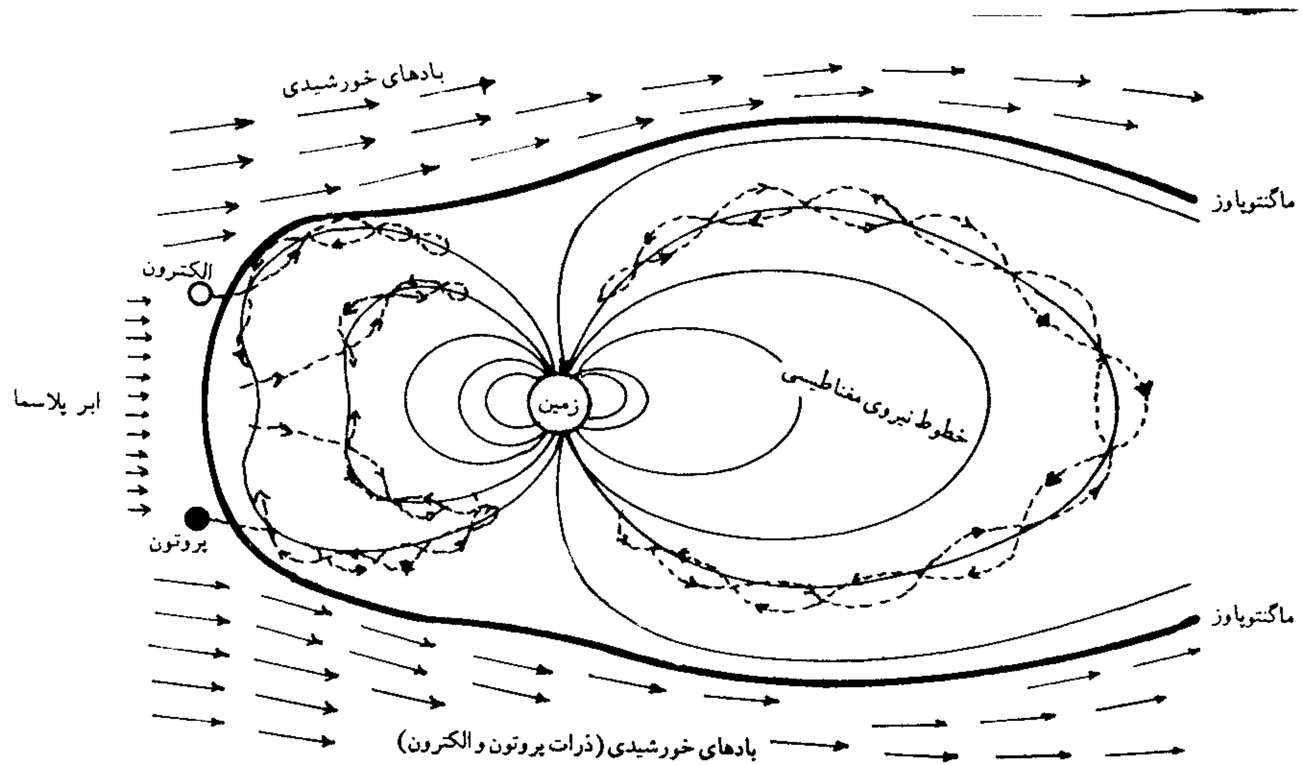
شکل ۳ـ۲، دو کمربند تابشی اصلی را در طرفین کره زمین نشان می‌دهد. مشاهده می‌شود که ابعاد این دو یکسان نیست، بلکه سمت رو به خورشید آن، ظاهراً به علت فشار بادهای خورشیدی، فرورفتگی مشخصی دارد، به نحوی که ضخامت این بخش از کمربند تابشی، فاصله ۱۰ هزار تا ۶۰ هزار کیلومتر بالای سطح زمین را دربرمی‌گیرد، در حالی که همین کمربند در سمت پشت به «باد» زمین، تا مسافت ۳۲۰ هزار کیلومتری فضا کشیده می‌شود (بور، ۱۹۷۴).

این کمربند تابشی را که به نام کاشف آن «وان آلن» نامیده‌اند، ماگنتوسفر هم می‌نامند و مرز پایانی آن را ماگنتوپاوز نام داده‌اند. ماگنتوسفر زمین چون سپری مانع نفوذ تابش مرگبار خورشید به سطح زمین می‌شود. از آنجا که تابش ذرات خورشیدی سبب تخریب سلولهای زنده می‌شود، وجود این کمربند برای حفاظت از جانداران در برابر این تابش مرگبار، اهمیت بسیار دارد.

۹ـ۲ اتمسفر استاندارد

این اتمسفر نیمرخی فرضی از توزیع عمودی دما، فشار و چگالی جوّ زمین است که براساس توافق سازمان جهانی هوانوردی محاسبه شده است و معرف شرایط متعارف جوّ در عرضهای میانه است. مشخصات کلی این اتمسفر در جدول ۳ـ۲ آمده است.

1. Explorer 2. Pioneer



شکل ۲.۳ ماگنتوسفر زمین

جدول ۲.۳ مشخصات کلی اتمسفر استاندارد (اولیور، ۱۹۸۷)

ارتفاع (km)	فشار Hp	دما (c°)	ارتفاع (km)	فشار (Hp)	دما (c°)
۰	۱۰۱۳/۲	۱۵/۲	۱۱	۲۲۷	-۵۶/۲
۱	۸۹۸/۸	۸/۷	۱۲	۱۹۴	-۵۶/۴
۲	۷۹۵	۳/۲	۱۴	۱۴۱/۷	-۵۶/۴
۳	۷۰۱/۲	-۴/۳	۱۶	۱۰۳/۵	-۵۶/۴
۴	۶۱۶/۶	-۱۰/۸	۱۸	۷۵/۶۵	-۵۶/۴
۵	۵۴۰/۵	-۱۷/۳	۲۰	۵۵/۲۹	-۵۶/۴
۶	۴۷۲/۲	-۲۳/۸	۲۵	۲۵/۴۹	-۵۱/۴
۷	۴۱۱	-۳۰/۴	۳۰	۱۱/۹۷	-۴۶/۵
۸	۳۵۶/۵	-۳۶/۸	۳۵	۵/۷۵	-۳۶/۵
۹	۳۰۸	-۴۳/۳	۴۰	۲/۷۸	-۲۲/۶
۱۰	۲۶۵	-۴۹/۷	۵۰	/۸	-۲/۴

جمعبندی

الف) ترکیب اتمسفر زمین

۹۹/۹۹ درصد از حجم اتمسفر زمین که جرمی معادل یک میلیونیم کره زمین دارد، از ازت، اکسیژن، آرگون و دی‌اکسیدکربن، به ترتیب کاهش کمیّت تشکیل شده است و تنها ۰/۰۱ درصد از حجم اتمسفر را در طبقات پایین، اجزائی دیگر از قبیل گازهای نادر، آمونیاک، ازن، ید و حتی ذرات جامد (از قبیل گرد و غبار، دوده، انواع نمکها و پس‌گازهای صنعتی، و میکروارگانیسمها) تشکیل می‌دهد.

نسبت ترکیبات اتمسفر در لایه‌های زیرین آن، به دلیل اختلاط شدید ثابت است، در حالی که از ارتفاع حدود ۹۰ کیلومتر به بالا، توزیع عناصر و گازها در آن براساس وزن مولکولی یا اتمی انجام می‌گیرد؛ بنابراین، گازهای سبک مانند هیدروژن در ارتفاعات و گازهای سنگینتر مانند هلیوم در لایه‌های پایین‌تر

اتمسفر توزیع شده‌اند.

بین اجزاء تشکیل دهندهٔ جوّ، اکسیژن ثبات بیشتری دارد، در حالی که گازکربنیک (دی‌اکسید کربن) تغییرات زمانی و مکانی شدیدی را نشان می‌دهد که به طور کلی گیاهان، از طریق فتوسنتز و کربن‌گیری، نقش عمده‌ای در جذب و انتشار آن ایفا می‌کنند. اهمیت دی‌اکسیدکربن علاوه بر سمی‌بودن و تأثیر زیست‌محیطی آن، داشتن باند جذبی برای تابش مادون قرمز خورشید است و از این طریق می‌تواند در بیلان گرمایی اتمسفر و در نتیجه، تغییرات اقلیمی تأثیر عمده داشته باشد (در این مورد در فصل نهم توضیح بیشتری داده شده است).

نگرانیهای زیست‌محیطی مشابه در مورد کاهش غلظت ازن در اتمسفر نیز وجود دارد. از جمله دیگر آلوده کننده‌های مهم اتمسفر می‌توان منواکسیدکربن، ترکیبات گوگردی نیتروژن، هیدروکربورها، آئروسلها (هواویزها)، گازها و رادیواکتیوها را نام برد که کانون عمده ایجاد آنها، صنایع، ترافیک و سوخت خانگی هستند.

ب) ساختار اتمسفر

گذار از جوّ به فضای خارج بسیار تدریجی است، به طوری که نمی‌توان مرز کاملاً مشخصی برای آن قائل شد؛ با این حال، برای انجام دادن پاره‌ای محاسبات، مرز قراردادی آن را در ارتفاع ۳ هزار کیلومتر از سطح زمین فرض کرده‌اند.

براساس چگونگی روند تغییرات دما، فشار، اختلافات چگالی و همچنین ویژگیهای الکتریکی جوّ، آن را به لایه‌هایی تقسیم کرده‌اند که مهمترین این تقسیمات عبارتند از تروپوسفر، استراتوسفر، مزوسفر، یونوسفر و اگزوسفر. در اولین لایهٔ بزرگ جوّ، یعنی تروپوسفر، فرایندهای عمده‌ای که در ارتباط با بخار آب قرار دارد، یعنی تشکیل انواع ریزشهای جوّی، رعد و برق، کولاک، سیل، طوفان، هاله، رنگین‌کمان و بسیاری از تظاهرات دیگر جوّی که معرف چگونگی وضع هواست رخ می‌دهند؛ زیرا تمام بخار آب جوّ تنها در این لایه متمرکز شده است.

تروپوسفر، تا ارتفاع تقریباً ۲ کیلومتر از سطح زمین، با توجه به نحوه توزیع دما و رطوبت به لایه‌های دیگری تقسیم می‌شود که از دیدگاه جغرافیایی ـ اقلیمی، اهمیت فراوان دارد. نمونه‌هایی از این لایه که به طور کلی لایهٔ اصطکاک یا پیلوسفر نامیده

می‌شوند، عبارتند از لایهٔ وارونگی، مه مرتفع، معمولی، همرفتی و متلاطم.

با افزایش ارتفاع در تروپوسفر سرعت باد افزایش می‌یابد، به طوری که در زیر تروپوپاوز، زمینه تشکیل نوعی باد شدید به نام رودباد به وجود می‌آید که در تشکیل و هدایت سیستمهای فشار در حوالی سطح زمین بسیار اهمیت دارد (به فصل پنجم مراجعه کنید).

لایهٔ بعدی اتمسفر یعنی استراتوسفر، در عرضهای میانه، به طور متوسط از ارتفاع ۱۱ کیلومتر شروع می‌شود و تا حدود ۸۰ کیلومتری سطح زمین ادامه دارد. ویژگی عمدهٔ استراتوسفر وقوع فرایندهای فتوشیمیایی است؛ بدین‌معنی که تابش موج کوتاه خورشید در اینجا، مولکولهای اکسیژن را به اتم تجزیه می‌کند و با ترکیب مجدد این اتمها با سایر مولکولهای اکسیژن، ازن را تشکیل می‌دهد. ازن حاصل، بخشی از تابش ماورای بنفش خورشید را جذب می‌کند و در نتیجه قسمتی از لایه استراتوسفر که در این فرایند شرکت دارد، پیوسته از ازن انباشته‌تر و گرمتر می‌شود که به نام لایهٔ ازن نیز مشهور است.

قسمتهای فوقانی استراتوسفر راگاه لایه‌ای مستقل به نام مزوسفر می‌شناسند. در این لایه با افزایش ارتفاع، مجدداً کاهش دما آغاز می‌شود، به طوری که در قسمتهای فوقانی آن، دما به ۸۰- درجه سانتیگراد می‌رسد. این دمای پایین در ایجاد نوعی ابر (ابرشب‌تاب) که گهگاه در این لایه تشکیل می‌شود، نقش دارد.

در لایه‌های بالاتر جوّ که در معرض تابش خورشیدی پرانرژی‌تری قرار دارند، اتمها و مولکولهای موجود در جوّ متلاشی و به ذرات باردار (یون) تجزیه می‌شوند. غلظت یونها در بعضی از ارتفاعات بیشتر است، چندانکه لایه‌های مستقلی تشکیل می‌دهند که از جمله آنها، لایه‌های D، E و F را می‌توان نام برد. لایه‌های D و E، به ترتیب حاصل یونیزاسیون گاز منوا کسید ازت و مولکولهای اکسیژنند و در نتیجهٔ گسیل پرتوهای ایکس در طول روز تشکیل می‌شوند، اما لایهٔ F نتیجهٔ یونیزاسیون اتمهای اکسیژن بر اثر تابش پرتوهای ماورای بنفش است.

وجود الکترونها در یونوسفر، در انعکاس امواج رادیویی نقش عمده‌ای دارد و با افزایش تراکم آنها قدرت انعکاس امواج رادیویی کوتاهتر، بیشتر می‌شود؛ از این‌رو، لایهٔ F که تراکم الکترونی بیشتری دارد، در انعکاس امواج مزبور نقش مهمتری دارد.

در لایه بالاتر، یعنی اگزوسفر، گازها قابلیت هدایت الکتریکی خود را همچنان حفظ می‌کنند، اما چگالی آنها چنان کم می‌شود که غلظتشان در ارتفاع تقریبی ۳ هزار

کیلومتر از سطح زمین، بتدریج، به حد تراکم فضایی بین سیّاره‌ای می‌رسد.

ذرات پروتون و الکترونهای ساطع‌شده از سطح خورشید (بادهای خورشیدی)، در حوزه مغناطیس زمین کمربندی به وجود می‌آورند که به کمربند وان آلن یا ماگنتوسفر مشهور است. این کمربند که مانع نفوذ ذرات زیانبار تابش خورشیدی به سطح زمین است، در حفاظت حیات جانداران نقشی حیاتی ایفا می‌کند.

کتابنامهٔ فصل

Blüthgen, J. (1966); *Allgemeine Klimageographie*; 2. Aufl. Berlin.

Bohr, P., Hess, P., Meissner, Ih., Fflugbeil, C. (1974); *Allgemeine Meteorologie;* 2 erw., Auflage. Nr 1 *Deutscher Wetterdienst*. Offenbach a. Moin.

Carius, Schneider K. (1953); *Die Grundschicht der Troposphäre;* Leipzig.

Eichenberger, W. (1962); *Flugwetterkunde;* Schweizer Verlagshaus AG, Zürich.

Georgii, H. W. (1963); *Die Belastung der Grosstadtuft mit Gas förmigen Luftverein;* Gungen. Umschau.

Hare, F. (1962); *The Stratosphere*. Geogr. Rev. 52.

Liljequist, H. Gösta (1986); *Allgemeine Meteorologie*.

Lockwood, John. G. (1986); *World Climatic Systems;* Edward Arnold Publishers, London.

Oliver, J. E. (1987); "Standard Atmosphere," in Oliver, J. E. and R.W. Fairbridge (eds.), *The Encyclopedia of Climatology,* New York: Van Nostrand and Reinhold Co.

Weischet, W. (1977); *Ein führung in die Allgemeine Klimatologie;* Teubner Studienbücher (Geographie).

فصل سوم

تابش

۳ـ۱ تابش خورشیدی (آفتاب)

تابش خورشید منبع اصلی انرژی سیّاره زمین و عامل اصلی کنترل حیات و آب و هوا در سطح زمین به شمار می‌آید. انرژی خورشید، با کنترل حرارت سطح زمین، پراکندگی زمانی و مکانی رطوبت و فشار را نیز تعیین می‌کند. بنابراین، بررسی همه جانبه آن برای درک آب و هوای کره زمین ضروری است.[1]

خورشید را می‌توان جسم سیاهی[2] درنظر گرفت که پیوسته پرتوافکنی می‌کند. مقدار کل انرژی تابشی جسم سیاه براساس قانون استفان بولتزمان[3]، از معادله زیر به دست می‌آید:

$$E=\sigma T^{4} \qquad (۳ـ۱)$$

در این معادله، E انرژی، برحسب وات در سانتیمتر مربع؛ T، درجه حرارت جسم برحسب کلوین؛ و σ، ضریب ثابت بولتزمان است که مقدار عددی آن برابر است با $5/67\times10^{-12}\ W/Cm^{2}/K$. دمای سطح خارجی خورشید را در حدود ۶ هزار کلوین محاسبه کرده‌اند و بر این اساس، مقدار انرژی تابشی آن برابر خواهد شد با:

$$E=5/67\times10^{-12}\times(6000)^{4}=73/5\times10^{2}\ W/Cm^{2}=73/5\times10^{6}\ W/m^{2}$$

گسیل انرژی خورشیدی در سرتاسر طیف الکترومغناطیسی صورت می‌گیرد و

۱. مقدار انرژی که از طریق فعالیت رادیواکتیو یا سوختهای فسیلی تولید می‌شود، در مقایسه با تابش خورشید بسیار ناچیز است.

۲. جسم سیاه جسمی است که تمام انرژی تابیده به خود را جذب و دوباره گسیل کند.

3. Stefan Boltzmann

نشر و انتقال این انرژی به هر دو حالت موجی و ذره‌ای (تشکیل‌شده از ذرات ریز انرژی به نام کوانتوم) انجام می‌شود. نظریه موجی تابش الکترومغناطیسی را ماکسول[1] در اوایل قرن نوزدهم عرضه کرد. براساس این نظریه، انرژی خورشید به صورت امواج پیوسته و پی‌درپی منتشر می‌شود. امواج انرژی الکترومغناطیسی طول موجهای متفاوتی از خیلی کوچک تا خیلی بزرگ دارند که طیف الکترومغناطیسی را به وجود می‌آورند. سرعت انتشار این امواج، ثابت و برابر با ۳۰۰ هزار کیلومتر در ثانیه (سرعت نور) است. تعداد امواجی را که در یک ثانیه از یک نقطه می‌گذرند، فرکانس (بسامد) موج می‌نامند. بین فرکانس و طول موج رابطه زیر برقرار است:

$$\lambda=\frac{C}{f} \qquad (۳\text{-}۲)$$

در این رابطه، C ، سرعت نور برحسب متر در ثانیه؛ λ، طول موج برحسب متر و f ، فرکانس موج برحسب هرتز است.

در اوایل قرن بیستم، ماکس پلانک[2] نظریهٔ ذره‌ای تابش خورشیدی را ارائه کرد. طبق نظریه پلانک، انتشار تابش خورشید، به صورت بارشی از ذرات ریز صورت می‌گیرد که توزیعی یکنواخت برروی یک سطح ندارند و کم و زیاد می‌شوند، به طوری که در صورت تداوم تابش، به بارش یادشده حالت موجی می‌دهند. می‌توان گفت که ذرات کوانتا در بستر این موجها حرکت می‌کنند. مقدار انرژی را که هر ذره حمل می‌کند، می‌توان از معادلهٔ وبر[3] به دست آورد:

$$E=hf \qquad (۳\text{-}۳)$$

در این معادله، E ، مقدار انرژی؛ $h=6/625\times10^{-34}$ ثانیه/ژول (ضریب پلانک) و f ، فرکانس موج است.

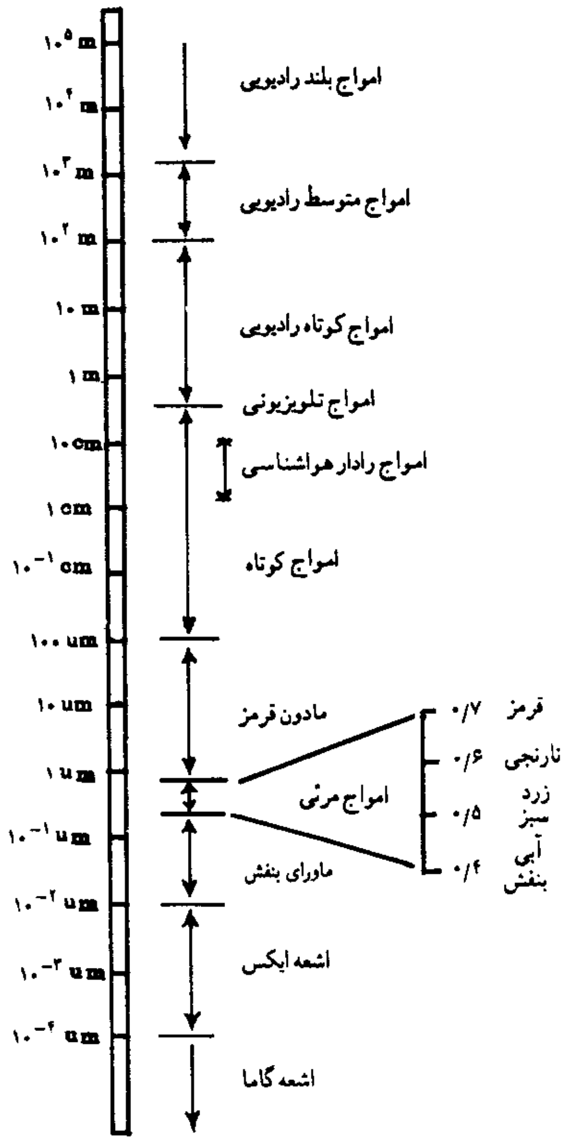
از تلفیق تساویهای ۳-۲ و ۳-۳، رابطهٔ زیر به دست می‌آید:

$$E=\frac{hc}{\lambda} \qquad (۳\text{-}۴)$$

از رابطه ۴-۳ نتیجه می‌شود که مقدار انرژی تابشی امواج کوتاه بیش از امواج بلند است.

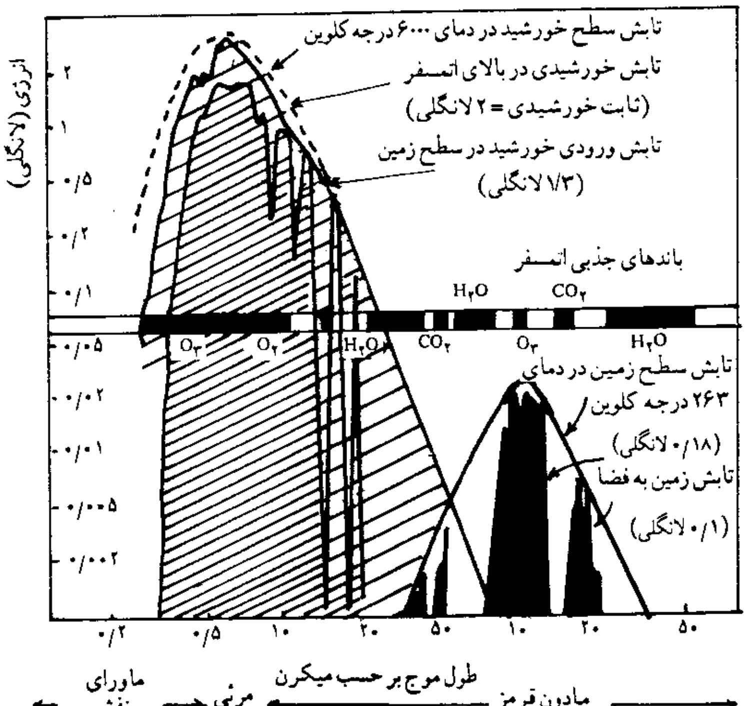
1. Maxwell 2. Max Planck 3. Weber

در شکل ۱ـ۳، طیف تابشهای خورشید نمایش داده شده است. بنابر مطالب فوق و شکل ۱ـ۳ انرژی‌ای که توسط امواج کوتاهتر (نظیر اشعه ایکس یا گاما) حمل می‌شود، خیلی بیشتر از انرژی موجود در امواج بلندتر (مثلاً در محدوده مادون قرمز) است.



شکل ۱ـ۳ محدوده‌های طیف الکترومغناطیسی

اگر چه تابش خورشید در سرتاسر طیف الکترومغناطیسی صورت می‌گیرد، بیشتر انرژی این تابش در محدوده خاصی از حدود ۰/۲ میکرن تا ۴ میکرن قرار دارد (شکل ۳-۲). در مجموع ۹ درصد این انرژی در باند ماورای بنفش، ۴۵ درصد آن در باند مرئی و ۴۶ درصد آن در باند مادون قرمز توزیع می‌شود. طول موج حداکثر تابش خورشیدی از قانون جا به جایی یا انحراف وین[1]، به قرار زیر به دست می‌آید:



شکل ۳-۲ توزیع طیف انرژی تابش خورشید و تابش زمین، همراه با باندهای جذبی اتمسفر (بوشر[2]، ۱۹۷۵)

$$\lambda m=\frac{A}{T} \qquad (۳-۵)$$

در این رابطه، λm، طول موج حداکثر تشعشع برحسب میکرن؛ A، عددی ثابت و برابر با ۲۸۹۸ و T، دمای سطح خارجی جسم بر حسب کلوین است؛ بنابراین، طول موج حداکثر تابش خورشیدی، حدود ۰/۴۸ میکرن است.

$$\lambda m=\frac{۲۸۹۸}{۶۰۰۰}=۰/۴۸\ M$$

1. Wien 2. Boucher

۳ـ۲ تابش زمینی (زمینتاب)

هر جسم که دمای آن بیشتر از صفر مطلق (K) باشد، انرژی گسیل می‌کند؛ برای مثال، منحنی تابش سطح زمین در شکل ۲ـ۳ نشان داده شده است. اگر دمای متوسط سطح زمین در مناطق استوایی حدود ۲۷ درجه سلسیوس (یا ۳۰۰ کلوین) فرض شود، خواهیم داشت:

$$\lambda m=\frac{۲۸۹۸}{۳۰۰}=۹/۷\ M$$

طول موج حداکثر تابش زمینی حدود ۹/۷ میکرن خواهد بود.

محدودهٔ تابش زمینی، خارج از باند مرئی است و در نتیجه با چشم انسان دیده نمی‌شود. بیشتر انرژی زمینتاب در محدوده ۴ تا ۱۰۰ میکرن، یعنی طول موج بلند، گسیل می‌شود؛ به همین دلیل، تابش زمین را در مقایسه با تابش خورشیدی که تابش موج کوتاه نامیده می‌شود، تابش موج بلند می‌نامند.

منبع اصلی تابش زمین، تابش ورودی خورشید است. فاصله متوسط زمین تا خورشید، حدود ۱۵۰ میلیون کیلومتر است و شدت انرژی رسیده به سیّاره زمین، به نسبت عکس مجذور فاصله کاهش می‌یابد؛ در نتیجه، به طور متوسط، حدود ۲ میلیاردم از انرژی تابش خورشید به سطح خارجی جوّ زمین می‌رسد (صمیمی، ۱۳۶۴). بررسیهای مختلف ثابت می‌کند که تابش الکترومغناطیسی در پی جذب می‌تواند به انرژی گرمایی تبدیل شود؛ به این دلیل، گرمای تشعشعی رسیده به سیّاره زمین را در هواشناسی برحسب واحد گرما محاسبه می‌کنند و مقیاس آن را بیشتر برحسب کالری در سانتیمتر مربع در دقیقه یا لانگلی (ly) می‌سنجند.

مقدار انرژی خورشیدی رسیده به سیّاره زمین در بیرون جوّ، حدود ۱۳۷۰ وات در مترمربع یا ۱/۹۸ لانگلی (کالری در سانتیمتر مربع در دقیقه) است. این مقدار را ثابت خورشیدی[1] می‌نامند که برای سطح عمود بر پرتوهای خورشید در بالای جوّ اعتبار دارد.

۳ـ۳ عوامل مؤثر در تابش خورشیدی

مقدار کل انرژی خورشیدی که در مدتی معین، به یک سطح مشخص می‌رسد، تحت تأثیر چهار عامل تغییر می‌کند که عبارتند از مقدار انرژی تابشی گسیل شده از خورشید، فاصله خورشید تا زمین، ارتفاع خورشید (یا زاویه تابش خورشید) و سرانجام، مدت تابش.

1. Solar Constant

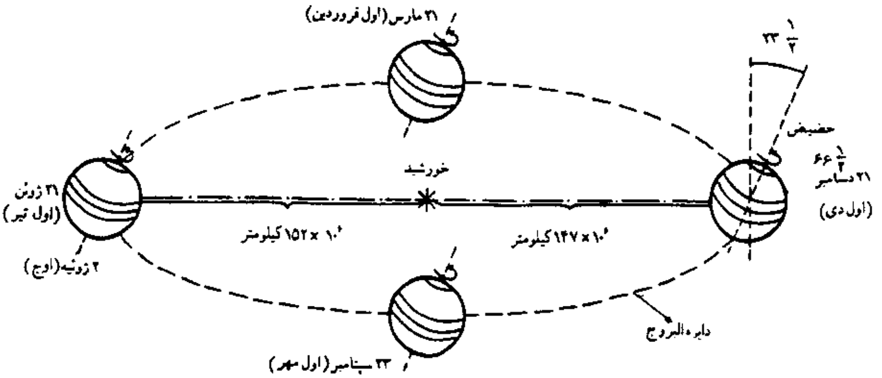
مقدار انرژی تابش خورشیدی

در نتیجهٔ فعالیتهای دوره‌ای معین، لکه‌های تیره رنگی بر سطح خورشید ظاهر می‌شود و پرتوافکنی آن را هر چند ناچیز، تغییر می‌دهد. لکه‌های خورشیدی اصولاً هر ۱۱ سال یک بار ظاهر می‌شود و در نتیجه، ارسال انرژی تابشی خورشید نیز دستخوش تغییر قرار می‌گردد.

فاصلهٔ خورشید تا زمین

زمین در گردش انتقالی خود به دور خورشید، مداری بیضی‌شکل را می‌پیماید که خورشید در یکی از کانونهای آن قرار دارد. فاصله زمین تا خورشید در انقلاب زمستانی (زمان حضیض که اول دی ماه است) به حداقل آن که ۱۴۷ میلیون کیلومتر است می‌رسد و در انقلاب تابستانی (زمان اوج که اول تیر ماه است) به حداکثر خود که ۱۵۲ میلیون کیلومتر است می‌رسد (شکل ۳ـ۳).

این تغییر فاصله بیانگر این حقیقت است که چرا ثابت خورشیدی در حداقل حضیض آن، حدود ۷ درصد بیشتر از مواقع اوج آن است؛ از این‌رو، ظاهراً دمای دی ماه باید حدود ۴ درجه سانتیگراد بیشتر از دمای تیرماه و زمستانهای نیمکره شمالی گرمتر از زمستانهای نیمکره جنوبی باشد، اما در عمل، به دلیل کجی محور زمین و وجود خشکیهای وسیع در نیمکره شمالی، همیشه تابستان گرمتر از زمستان و نیمکرهٔ شمالی سردتر از نیمکرهٔ جنوبی است.



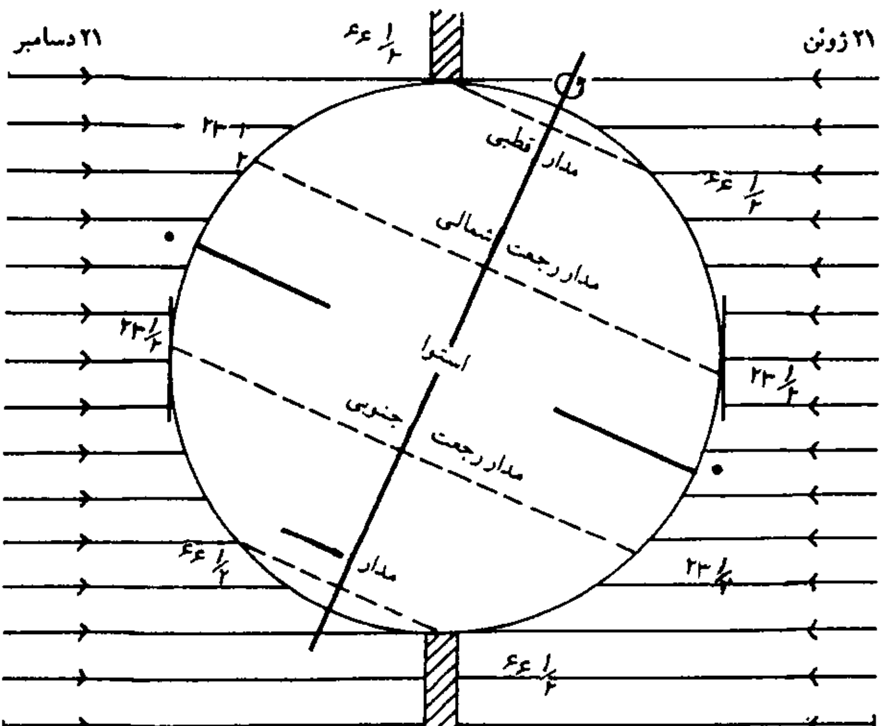
شکل ۳ـ۳ مسیر سالانه زمین به دور خورشید (دایرةالبروج)

ارتفاع خورشید

ارتفاع خورشید شدت انرژی تابشی رسیده به واحد سطح را مشخص می‌کند. هر قدر ارتفاع خورشید بیشتر باشد، امواج تابش عمودتر می‌تابند و مساحت کمتری در معرض تابش قرار می‌گیرد؛ بنابراین، دمای تولیدشده در واحد سطح بالا می‌رود. عوامل مهم در تعیین ارتفاع خورشید در یک محل عبارتند از: عرض جغرافیایی محل، فصل سال و ساعت روز.

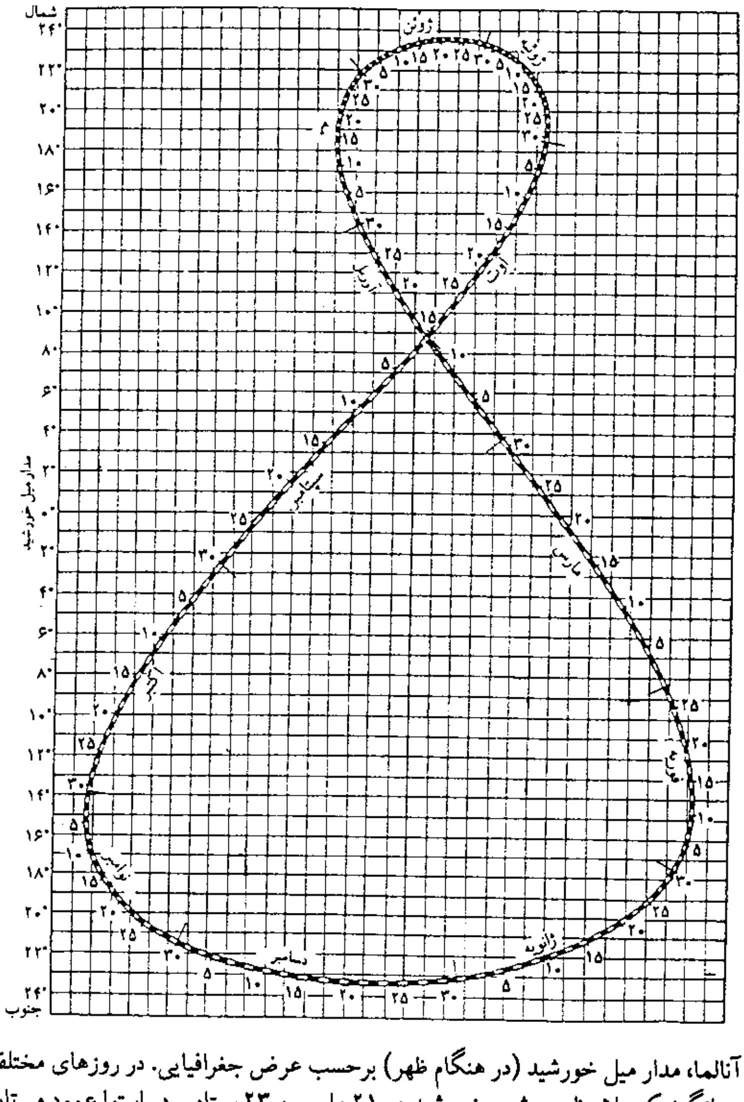
۱. *دایرةالبروج و مدار میل خورشید*

زمین در حرکت انتقالی خود به دور خورشید، سطحی را به وجود می‌آورد که سطح مدار زمین (دایرةالبروج) نامیده می‌شود. محور زمین نسبت به سطح دایرةالبروج، حدود ۲۳/۲۷ درجه انحراف دارد (شکل ۴ـ۳) که آن را انحراف‌البروج می‌نامند.



شکل ۳ـ۴ موقعیت زمین نسبت به تابش خورشید در انقلابین

بر اثر این انحراف، خورشید همیشه برروی مدار استوا عمود نمی‌تابد و مدار تابش عمودی آن در طول سال، بین ۲۳/۲۷ درجهٔ جنوبی و شمالی تغییر می‌کند (شکل ۵-۳). مداری که خورشید به هنگام ظهر عمود بر آن می‌تابد، مدار میل خورشید[1] نام دارد.



شکل ۵-۳ آنالما، مدار میل خورشید (در هنگام ظهر) برحسب عرض جغرافیایی. در روزهای مختلف سال، همانگونه که ملاحظه می‌شود، خورشید در ۲۱ مارس و ۲۳ سپتامبر در استوا عمود می‌تابد.

1. Declination

سطح استوای زمین در طول حرکت انتقالی آن، در دو زمان بر سطح دایرةالبروج منطبق می‌شود و در نتیجه، خورشید فقط بر مدار استوایی عمود می‌تابد. این دو زمان مصادف با اول بهار و اول پاییز است که اعتدالین [1] نامیده می‌شوند.

خورشید در اول تیرماه، بر مدار رأس‌السرطان و در اول دی ماه، بر مدار رأس‌الجدی عمود می‌تابد که به ترتیب، به انقلاب تابستانی و انقلاب زمستانی موسومند.

با توجه به شکل ۴ـ۳، مشاهده می‌شود که زمین در انقلاب تابستانی در نقطهٔ اوج خود قرار دارد و ظاهراً باید انرژی کمتری به زمین برسد، ولی چون اشعهٔ خورشید در مدار رأس‌السرطان با سطح زمین زاویهٔ عمود به وجود می‌آورد، مقدار دریافت انرژی در این زمان، به حداکثر ممکن می‌رسد؛ یعنی عمود بودن پرتوهای خورشید در انقلاب تابستانی، تأثیر طولانی بودن فاصله را جبران می‌کند.

مقدار متوسط ثابت خورشیدی برای مدار میل خورشید صادق است و در عرضهای جغرافیایی دورتر از آن کاهش می‌یابد. مقدار این کاهش با دور شدن مدار میل خورشید زیادتر می‌شود و تابعی است از زاویهٔ تابش خورشید در محل که از تساوی زیر به دست می‌آید:

زاویه تابش خورشید = ۹۰ منهای فاصله محل موردنظر از مدار میل خورشید برحسب عرض جغرافیایی.

مدار میل خورشید، برای هر روز سال، از نمودار آنالما [2] (شکل ۵ـ۳) استخراج می‌شود و مقدار انرژی رسیده به هر نقطه را با تساوی زیر محاسبه می‌کنند:

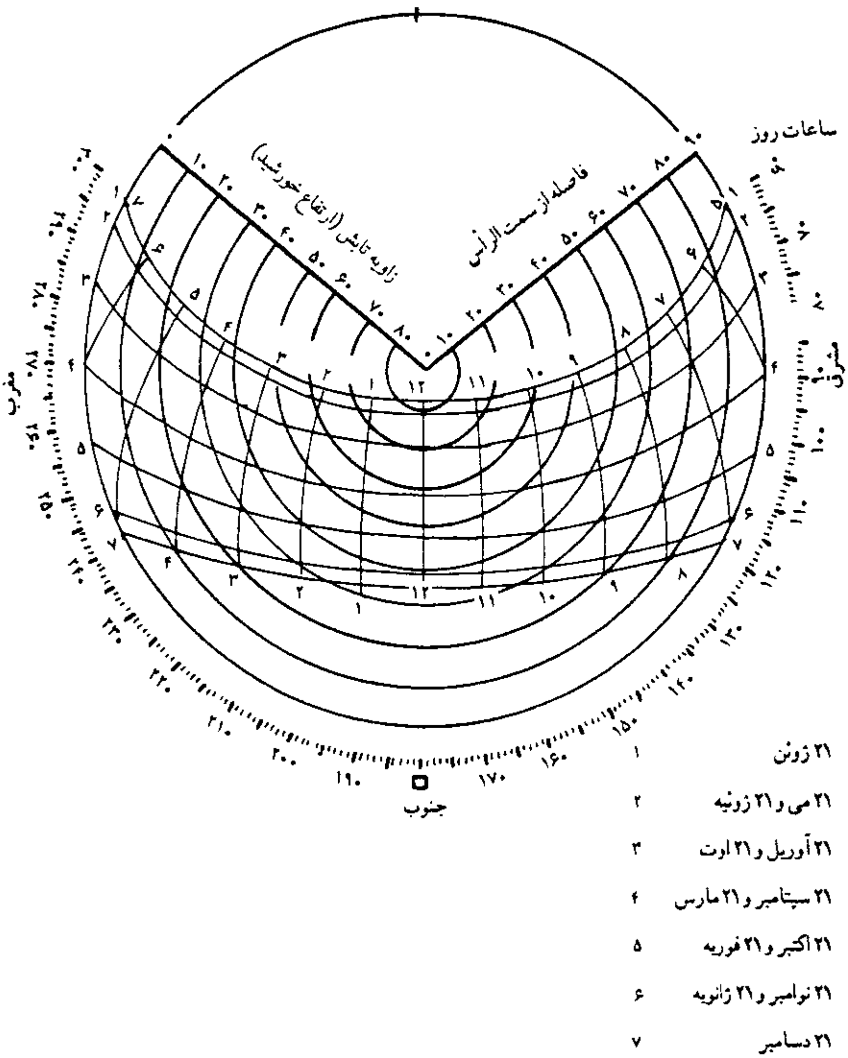
$$Ih = I_0 \times \sin d$$

که در آن: Ih=انرژی رسیده به یک سطح؛ Io=ثابت خورشیدی و d=زاویهٔ تابش خورشید برسطح موردنظر است.

خورشید در حرکت ظاهری خود بر بالای یک میل معین، به هنگام طلوع، از افق ظاهر می‌شود و بتدریج تا موقع ظهر، به حداکثر ارتفاع خود می‌رسد و دوباره تا غروب بتدریج از ارتفاع آن کاسته می‌شود و موقع غروب در ورای افق ناپدید می‌گردد؛ بنابراین، مقدار انرژی‌ای که حتی در مواقع مختلف یک روز هم به نقطه‌ای از سطح زمین می‌رسد،

1. Equinox
2. Anallemma

به دلیل تغییر زاویهٔ تابش تغییر می‌کند. حداکثر این انرژی در موقع ظهر و حداقل آن در موقع طلوع و غروب، به نقطه مورد نظر می‌رسد. برای محاسبه ارتفاع خورشید در ساعات مختلف روز، نمودارهای ویژه‌ای ازقبیل نمودار «مسیر حرکت خورشید» را به کار می‌برند؛ برای مثال شکل ۶ـ۳ نوعی از این نمودار را بر حسب روش ریدات[1] و سلرز نشان می‌دهد.



شکل ۶ـ۳ طول روز و زاویه ارتفاع خورشید برای عرض جغرافیایی ۳۲ درجه به روش سلرز (۱۹۶۵)

1. Reidat

در این نمودار که موقعیت خورشید در عرض جغرافیای ۳۲ درجه نشان داده شده است، طول روز برای کلیه روزهای سال و ارتفاع خورشید در کلیه ساعات روز، ثبت شده‌اند. همچنین با توجه به نمودار یادشده می‌توان دریافت که خورشید در روزهای مختلف سال از کدام نقطه افق طلوع و در کدام نقطهٔ آن غروب می‌کند. با استفاده از این نمودار می‌توان به محاسبه مقدار تابش در روزها، ماه و سال، در هر عرض جغرافیایی، اقدام کرد و برآوردی از کل انرژی تابشی خورشید به دست آورد.

۲. نمودار مسیر حرکت خورشید

موقعیت خورشید در هر نقطه از سطح کره زمین، در هر روز و هر ساعت از سال متفاوت است؛ مثلاً در نیمکره شمالی، خورشید در تابستان از شمال شرق طلوع و در شمال غرب غروب می‌کند، در حالی که در زمستان، از جنوب شرق طلوع و در جنوب غرب غروب می‌کند. تنها در اول فروردین و اول مهرماه (اعتدالین) است که خورشید در تمام نقاط کره زمین، درست از شرق طلوع و در غرب غروب می‌کند.

موقعیت خورشید را می‌توان در هر زمان و مکان، با دو زاویه، یعنی زاویهٔ تابش و زاویهٔ جهت تابش، تعیین کرد. منظور از زاویهٔ تابش زاویه‌ای است که بین امتداد تابش خورشید و سطح افق تشکیل می‌شود، در حالی که زاویهٔ جهت تابش، زاویه‌ای است که بین تصویر امتداد تابش بر صفحه افق و شمال واقعی به وجود می‌آید. بدیهی است این زوایا، در ارتباط با عرض جغرافیایی تغییرات روزانه و فصلی دارند. مقادیر این تغییرات، با نمودارهایی به شکلهای مختلف و برای عرضهای جغرافیایی مختلف تعیین می‌شود. روش ریدات (۱۹۵۵ـ۱۹۵۶) در ترسیم اینگونه نمودارها کاربرد وسیعی پیدا کرده است و بعدها سلرز (۱۹۶۵) و بعضی محققان دیگر آن را کاملتر کرده‌اند.

در این نمودار، افق به صورت دایره‌ای نشان داده شده است که ایستگاه یا محل مورد نظر در مرکز آن قرار گرفته است. مسیر حرکت روزانه خورشید در آسمان، به شکل منحنیهایی که از شرق دایره افق به غرب آن کشیده شده است مشخص شده‌اند. هر کدام از مسیرهای حرکت خورشید، مربوط به یک روز معین است که در حاشیه نمودار ثبت شده است. چنانچه روز موردنظر برروی منحنی کشیده نشده باشد، باید با میانه‌سنجی بین دو منحنی مجاور، زوایای مورد نظر را به دست آورد. در این نمودار، زاویهٔ تابش یا فاصله از سمت‌الرأس که بین ۰ تا ۹۰ درجه است، به شکل دایره‌هایی هم مرکز و با فاصله ۱۰ درجه از یکدیگر ترسیم شده‌اند. همچنین ساعات مختلف روز، روی

کمانهایی که جهت غالب آنها شمال به جنوب است، درج شده است. برای مثال، اگر خواسته باشیم، موقعیت خورشید را در ساعت ۹ صبح روز اول تیرماه (۲۱ ژوئن) برای اصفهان به دست آوریم، به طریق ذیل عمل می‌کنیم:

۱. نمودار مسیر حرکت خورشید را برای عرض جغرافیایی ۳۲ درجه (اصفهان) انتخاب می‌کنیم (شکل ۶-۳).

۲. روی این نمودار، منحنی مسیر و حرکت خورشید را برای روز اول تیرماه (۲۱ ژوئن) انتخاب می‌کنیم.

۳. نقطهٔ تقاطع بین خط ساعات ۹ صبح و منحنی مسیر حرکت خورشید برای روز اول تیرماه را به دست می‌آوریم و معین می‌کنیم که چه دایره‌ای از زاویهٔ تابش، آن را قطع می‌کند. در مثال فوق زاویهٔ تابش ۵۰ درجه و فاصله از سمت‌الرأس ۴۰ درجه است.

۴. آن شعاع دایره که از نقطه تقاطع مزبور می‌گذرد، معرف جهت تابش است.

در این مثال، خورشید در ساعت ۹ صبح، از سمت مشرق (زاویهٔ ۹۰ درجه از شمال واقعی) می‌تابد.

با این نمودار، ساعت و جهت طلوع و غروب آفتاب را نیز می‌توان معین کرد: در این مثال، روز اول تیرماه، خورشید در ساعت ۵ صبح از سمت شمال شرق (۶۲ درجه) طلوع و در ساعت ۷ بعداز ظهر در سمت شمال غرب غروب می‌کند.

ساعت حداکثر ارتفاع خورشید، موقع ظهر است. خورشید بالای سر فقط در منطقهٔ بین مدارین رجعت (مدار رأس‌السرطان و رأس‌الجدی منطقه حارّه) دیده می‌شود (شکل ۴-۳). در بقیه عرضهای جغرافیایی، خورشید نیمروز (ظهر) هرگز عمود نمی‌تابد؛ برای مثال، حداکثر ارتفاع خورشید ظهر دراول تیرماه، در قطب شمال ۲۳/۵ درجه است. بر روی خط استوا سالی دو بار (اعتدالین) خورشید در ظهر عمود می‌تابد. در مدار رأس‌السرطان و رأس‌الجدی خورشید سالی یک بار عمود واقع می‌شود. در تمام منطقه حارّه (منطقهٔ بین رأس‌السرطان و رأس‌الجدی)، خورشید ظهر سالی دوبار عمود می‌تابد. جدول ۱-۳ ارتفاع خورشید ظهر را در مدارهای مختلف زمین برای روزهای اعتدالین و انقلابین نشان می‌دهد.

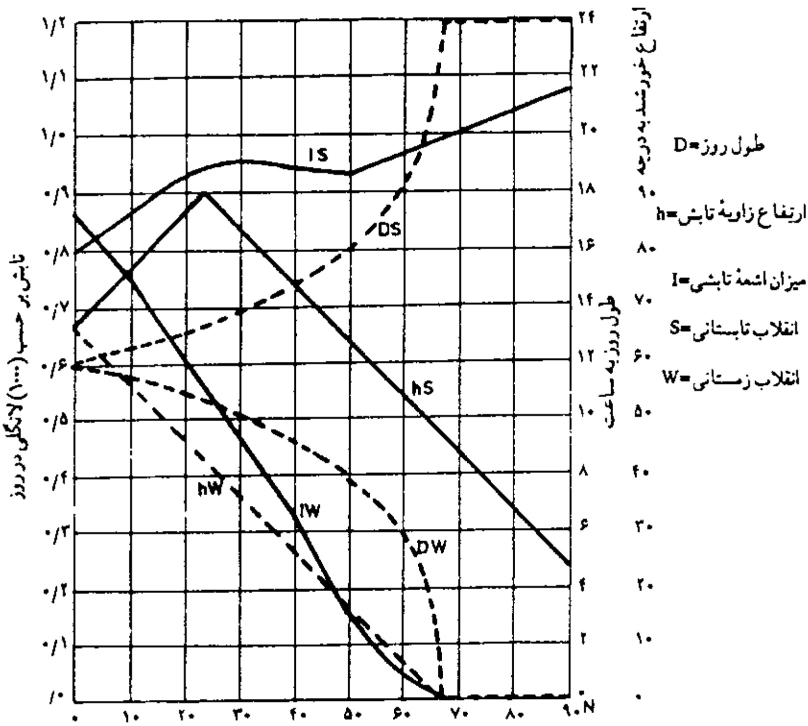
مدت تابش خورشید

هر قدر مدت تابش خورشید بیشتر باشد، مقدار کل انرژی رسیده به زمین بیشتر است. در واقع، طول مدت تابش اشاره‌ای به طول روز است. حرکت وضعی زمین به دور محور خود، سبب می‌شود که در هر گردش کامل، هر نقطه‌ای در روی زمین، مدتی را در

جدول ۳.۱ ارتفاع خورشید در مواقع مختلف سال و در عرضهای مختلف جغرافیایی

عرض جغرافیایی / زمان	استوا	رأس‌السرطان	رأس‌الجدی	مدار قطبی شمال	مدار قطبی جنوب	قطب شمال	قطب جنوب
اول تیر ماه	۶۶/۵	۹۰	۴۳	۴۷	۰	۲۳/۵	۰
اول دی ماه	۶۶/۵	۴۳	۹۰	۰	۴۷	۰	۲۳/۵
اول بهار و پاییز	۹۰	۶۶/۵	۶۶/۵	۲۳/۵	۲۳/۵	۰	۰

روشنایی و مدتی را در تاریکی بگذراند. طول روز هر محل عبارت است از مدتی که آن محل در روشنایی می‌گذراند و دایره بزرگ روشنایی آن را تعیین می‌کند. در اعتدالین که خورشید عمود بر خط استوا می‌تابد، دایرهٔ روشنایی از قطبین زمین می‌گذرد و در این دو هنگام، همه جای سطح زمین ۱۲ ساعت روز و ۱۲ ساعت شب است (شکل ۳ـ۷).



شکل ۳.۷ طول روز با توجه به ارتفاع خورشید و مقادیر تابش در مواقع انقلابین در عرض جغرافیایی (نویبرگر کاهیر[1]، ۱۹۶۹)

1. Neuberger Cahir

در انقلاب تابستانی (اول تیر) خورشید به مدار رأس‌السرطان عمود می تابد و دایرهٔ روشنایی از مدار قطبی جنوب می‌گذرد؛ از این رو، تمام قطب شمال، در تمام ۲۴ ساعت، در مسیر روشنایی قرار می‌گیرد؛ یعنی طول روز در بالاتر از مدار شمالگان بیشتر از ۲۴ ساعت است و تاریکی وجود ندارد (به عبارت دیگر، خورشید به زیر افق نمی‌رود). اما در عرضهای بالاتر از مدار قطبی، در نیمکرهٔ جنوبی، تمام ۲۴ ساعت در شب می‌گذرد و طول روز به صفر می‌رسد. این وضع در انقلاب زمستانی درست برعکس می‌شود (شکل ۷ـ۳). جدول ۲ـ۳ طول روز را در مدارهای مختلف زمین، به هنگام انقلابین، نشان می‌دهد.

جدول ۲ـ۳ طول روز نجومی برحسب عرض جغرافیایی

عرض جغرافیایی	طول‌روزدرتیرماه	طول‌روزدر دی‌ماه	عرض‌جغرافیایی	طول‌روزدرتیرماه	طول‌روزدر دی‌ماه
۹۰ N	۶ ماه	صفر	۹۰ S	صفر	۶ ماه
۸۰ N	۴ ماه	صفر	۸۰ S	صفر	۴ ماه
۷۰ N	۲ ماه	صفر	۷۰ S	صفر	۲ ماه
۶۶/۵ N	۲۴ ساعت	صفر	۶۶/۵ S	صفر	۲۴ ساعت
۶۰ N	۱۸/۲۷ ساعت	۵/۳۳ ساعت	۶۰ S	۵/۳۳ ساعت	۱۸/۲۷ساعت
۵۰ N	۱۶/۱۸	۷/۴۲	۵۰ S	۷/۴۲	۱۶/۱۸
۴۰ N	۱۴/۵۲	۹/۸	۴۰ S	۹/۸	۱۴/۵۲
۳۰ N	۱۳/۵۶	۱۰/۴	۳۰ S	۱۰/۴	۱۳/۵۶
۲۰ N	۱۳/۱۲	۱۰/۴۸	۲۰ S	۱۰/۴۸	۱۳/۱۲
۱۰ N	۱۲/۳۵	۱۱/۲۵	۱۰ S	۱۱/۲۵	۱۲/۳۵
استوا	۱۲	۱۲	استوا	۱۲	۱۲

بعداً خواهیم گفت که اتمسفر زمین چگونه در میزان انرژی‌ای که به سطح زمین می‌رسد اثر می‌گذارد و در اینجا فقط به اثر اتمسفر در مدت روشنایی اشاره می‌کنیم.

بین‌الطلوعین

هر منطقه در روی زمین، در مدت زمانی پیش یا پس از مدت تابش آفتاب، «تاحدودی» روشن است. علت این روشنایی انعکاس و پخش امواج خورشید به واسطهٔ ذرات تشکیل‌دهنده اتمسفر در پیش از طلوع و پس از غروب آفتاب است. این پدیده را بین‌الطلوعین[1] می‌نامند.

1. Twilight

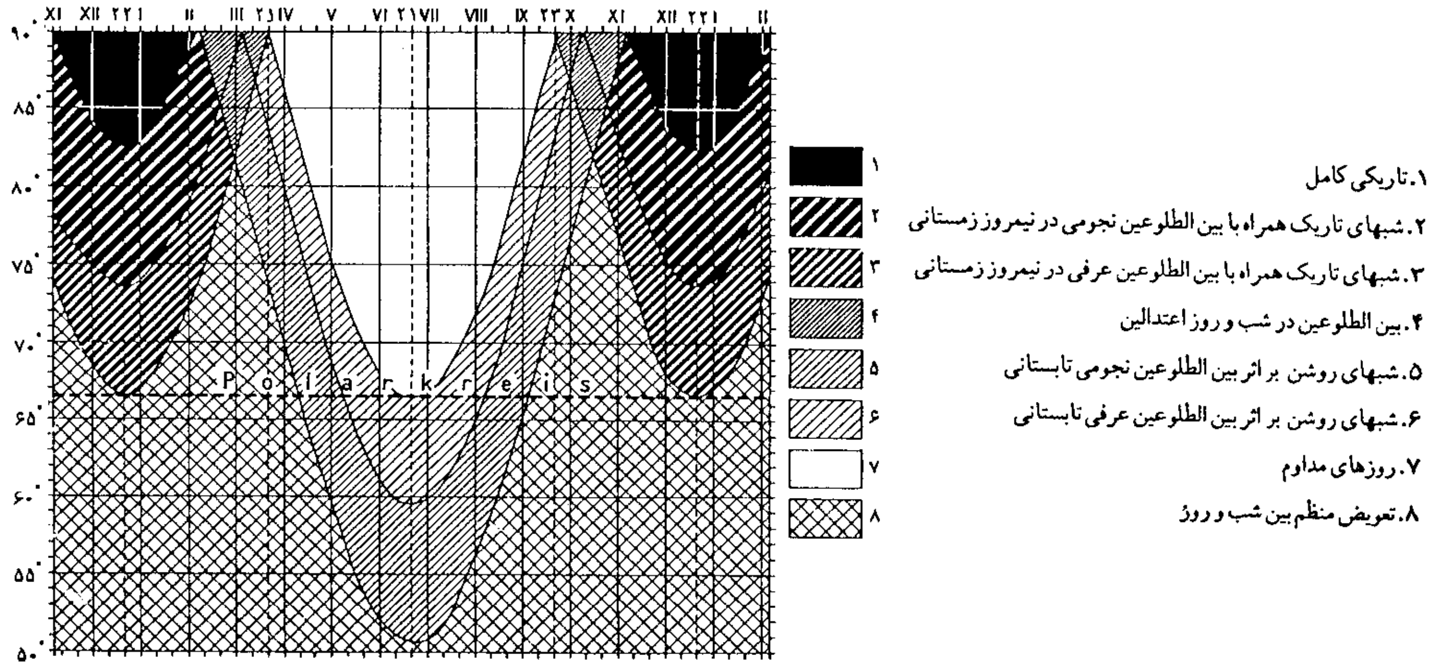
پدیدهٔ یادشده که به طور یکسان، بسته به عرض جغرافیایی، باعث افزایش مدت روشنایی در قبل و بعد از طلوع آفتاب (پیشتاب و پستاب) می‌شود، در مناطق مختلف نقشهای متفاوتی دارد، ولی در مناطق قطبی، اهمیت ویژه‌ای دارد.

در مواقعی که خورشید هنوز حدود ۶/۵ درجه زیر افق قرار دارد، روشنایی در سطح زمین امکان مطالعه در فضای باز را می‌دهد. این را بین‌الطلوعین عرفی[1] می‌نامند و در صورتی که خورشید ۱۷ درجه (و به نظر برخی، ۱۸ درجه) زیر افق قرار داشته باشد، بین‌الطلوعین را نجومی[2] می‌گویند. در این مواقع هنوز ستارگان روشنایی کامل ندارند و نور قابل تشخیص در سطح زمین وجود دارد. این امر به زاویهٔ تابش یا زاویهٔ سطح مدار حرکت خورشید بستگی دارد. از این‌رو، تأثیر و طول مدت بین‌الطلوعین در عرضهای جغرافیایی مختلف متفاوت است. از آنجا که خورشید در مواقع اعتدالین، مسیر ۱۷ درجه خود را در استوا، با سرعت ۱۵ درجه در ساعت، بسرعت طی می‌کند، بین‌الطلوعین نجومی در استوا حدود یک ساعت و ۱۲ دقیقه طول می‌کشد، در حالی که با کاهش زاویهٔ تابش در عرضهای بالای جغرافیایی، سرعت حرکت کم می‌شود و در نتیجه مدت زمان بین‌الطلوعین افزایش می‌یابد، چندانکه مثلاً در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه به دو برابر مقدار آن در استوا و در قطبها به حداکثر مقدار ممکن خود می‌رسد.

شکل ۸ـ۳ مسیر سالانه در تغییرات بین‌الطلوعین برحسب عرضهای جغرافیایی (وضعیت روشنایی) را از عرض جغرافیایی ۵۰ درجه به بالا نشان می‌دهد. مشاهده می‌شود که در اثر پدیدهٔ بین‌الطلوعین، مدت روشنایی از «طولانی‌ترین روز نجومی» تا حدود قابل ملاحظه‌ای فراتر می‌رود و همین امر باعث طولانی‌تر شدن روزها و کوتاهتر شدن شبهای قطبی می‌شود. به همین دلیل، مناطق روز قطبی (منطقه ۷ در شکل ۸ـ۳) نسبت به مناطق شبهای تاریک قطبی با بین‌الطلوعین نیمروزی (منطقه ۳ در شکل ۸ـ۳) بیشتر به سوی استوا کشیده می‌شوند. در وضعیت یادشده، با مقایسهٔ ۱۷ درجه عرض جغرافیایی، گسترش بیشتری که روز کامل قطبی نسبت به شب کامل قطبی (قسمتهای ۷ و ۱ در شکل ۸ـ۳) دارد، کاملاً آشکار است. همین عامل، سبب جلوهٔ زمانی بیشتر روز کامل قطبی در مناطق مزبور می‌شود. در شکل ۸ـ۳، گسترش وسیع جلوهٔ بین‌الطلوعین نیز آشکار است؛ برای مثال، در پهنهٔ قطب، در طول سال، دو مرحله گذار از روز به شب و برعکس وجود دارد که طول آنها بیش از یک ماه است.

---

1. Civil Twilight 2. Astronomical Twilight



شکل ۳.۸ توزیع روشنایی در مناطق قطبی (مانیاردوس، ۱۹۳۳)

۳-۴ ثابت خورشیدی

واحد انرژی تابشی در هواشناسی و اقلیم‌شناسی مقدار گرمایی است برحسب کالری که در واحد زمان (ثانیه) به واحد سطح (معمولاً $CM^{-۲}$) می‌رسد. اساس محاسبات در مورد توزیع تابش خورشیدی در سطح زمین، ثابت خورشیدی است که با نشانه اختصاری Io نشان داده می‌شود. ثابت خورشیدی مقدار انرژی تابشی‌ای است که در هر دقیقه، در فاصله متوسط زمین[1] تا خورشید، از خورشید به مرز بیرونی اتمسفر زمین، به طور عمود برسطحی به مساحت یک سانتیمتر مربع می‌تابد. سازمان جهانی هواشناسی، مقدار این تابش را ۱/۹۸ کالری در دقیقه بر سانتیمتر مربع اعلام کرده است[2]. ثابت‌خورشیدی - با صرف‌نظر از تبخیر و انعکاس - می‌تواند در هر دقیقه، یک سانتیمتر مکعب آب را به میزان دو درجهٔ سلسیوس و حجم مشابهی از شن را به میزان ده درجهٔ سلسیوس گرم کند. - مقدار روزانهٔ ثابت خورشیدی در مقطعی از سطح کرهٔ زمین به $Io \times R^{۲}\pi \times ۶۰ \times ۲۴$ کالری انرژی بالغ می‌شود و براساس برآورد ویشت (۱۹۷۷) به حدود ۴۲۷×۱۰^{۱۳} کیلووات ساعت در روز می‌رسد. (با توجه به اینکه کل تولید انرژی الکتریکی روزانه در تمام سطح کرهٔ زمین، تنها حدود ۱×۱۰^{۱۰} کیلووات ساعت است، عظمت انرژی خورشیدی محسوستر می‌شود.) انرژی ثابت خورشیدی نه تنها در مقطع، بلکه در تمام سطح کرهٔ زمین توزیع می‌شود؛ بنابراین، در هر سانتیمتر مربع از دایره مقطع زمین، مقدار مفید آن به $\frac{Io}{۴} \times R^{۲}\pi \times ۶۰ \times ۲۴$، یعنی $\frac{۱}{۴}$ آنچه در حقیقت است، بالغ می‌شود؛ زیرا نسبت سطح دایره به سطح کره π . $\pi/۴R^{۲}$. $R^{۲}$ است.

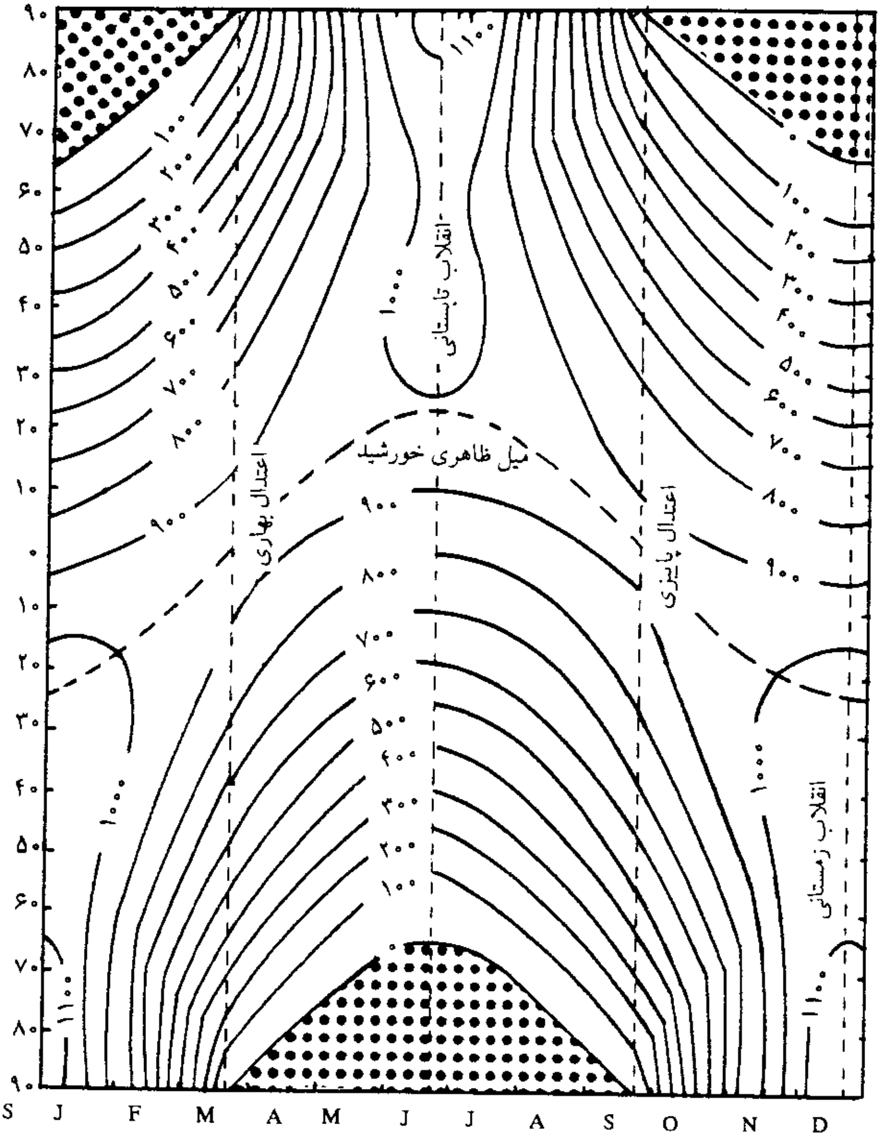
بنابراین، $Io \times ۶۰ \times ۲۴/۴ = ۷۱۲$ کالری، متوسط مقدار انرژی‌ای است که واحد سطح (سانتیمتر مربع) باید روزانه در مرز جوّ دریافت دارد بدیهی است این امر در صورتی امکانپذیر است که طول روز و زاویهٔ تابش در همه جا و همه وقت یکسان باشد. اما از آنجا که مقدار انرژی دریافتی از خورشید (همانگونه که قبلاً اشاره شد)، به عرض جغرافیایی، طول روز و ساعت روز بستگی دارد، میزان دریافت انرژی، در یک زمان و

---

۱. با درنظر گرفتن فاصله متوسط، از تغییرات ثابت خورشیدی برحسب تغییرات فاصله زمین تا خورشید در مدار بیضی زمین به دور خورشید صرف‌نظر می‌شود. در واقع، بیضی بودن مدار زمین سبب می‌شود که ثابت خورشیدی در طول سال تغییر کند.

۲. مقدار دقیق این تابش را ماهوارهٔ تحقیقاتی SMM (Solar Maximum Mission) ۱/۳۷ کیلووات بر مترمربع در دقیقه (برابر با ۱/۹۶ کالری در دقیقه بر سانتیمتر مربع) گزارش کرده است (صمیمی، ۱۳۶۴).

مکان معین با رقم فوق (۷۱۲ کالری) اختلاف دارد و چنانچه میانگین انرژی دریافتی را برای کلیه عرضهای مختلف جغرافیایی در روزهای سال محاسبه کنیم، به ارقامی می‌رسیم که در شکل ۹ـ۳ نشان داده شده است.



شکل ۹ـ۳ میانگین تابش خورشیدی در مرز بیرونی اتمسفر برای کلیهٔ روزهای سال و عرضهای مختلف جغرافیایی، برحسب لانگلی (سلرز، ۱۹۶۵)

در این شکل می‌بینیم که بزرگترین رقم دریافت روزانه انرژی خورشید، به تابستانِ قطبِ شمال (۱۱۱۰ کالری) و زمستانِ قطبِ جنوب تعلق دارد. درضمن، دامنهٔ اختلاف دریافت انرژی روزانه، در طول سال، در قطبهای زمین از همه جا بیشتر است، در حالی که مناطق استوایی، به لحاظ دریافت انرژی شرایط یکنواختی دارند.

گفتنی است میانگین ۷۱۲ کالری، برای کل سطح نمودار مزبور اعتبار دارد.

جدول ۳ـ۳ به درک مطلب فوق کمک می‌کند. در این جدول سهم انرژی دریافتی واحد سطح در بعضی از روزهای خاص سال، برای کلیه عرضهای جغرافیایی محاسبه شده است.

جدول ۳ـ۳ مقادیر روزانه انرژی نورانی اقلیم تابشی به کالری بر سانتیمتر مربع در روز (ویشت، ۱۹۷۷)

روزها	۲۱ مارس	۶ مه	۲۲ ژوئن	۸ اوت	۲۳ سپتامبر	۸ نوامبر	۲۲دسامبر	۴ فوریه
	۱ فروردین	۱۶ اردیبهشت	۱ تیر	۱۷ مرداد	۱ مهر	۱۷ آبان	۲۱ آذر	۱۳بهمن
۹۰	۰	۷۹۶	۱۱۱۰	۷۸۹	۰	۰	۰	۰
۷۰	۳۱۶	۷۷۲	۱۰۴۳	۷۶۵	۳۱۲	۲۵	۰	۲۵
۵۰	۵۹۳	۸۹۴	۱۰۲۰	۸۸۶	۵۸۶	۲۹۵	۱۸۱	۲۹۸
نیمکرهٔ شمالی ۳۰	۷۹۹	۹۵۸	۱۰۰۵	۹۴۹	۷۸۹	۵۸۱	۴۸۰	۵۸۶
۱۰	۹۰۹	۹۲۱	۹۰۰	۹۱۳	۸۹۸	۸۱۳	۷۵۶	۸۲۰
۰	۹۲۳	۸۶۳	۸۱۴	۸۵۶	۹۱۲	۸۹۷	۸۶۹	۹۰۵
۱۰	۹۰۹	۷۸۳	۷۰۸	۷۷۶	۸۹۸	۹۵۶	۹۶۲	۹۶۵
۳۰	۷۹۹	۵۶۰	۴۵۰	۵۵۵	۷۸۹	۹۹۴	۱۰۷۳	۱۰۰۳
نیمکرهٔ جنوبی ۵۰	۵۹۳	۲۸۵	۱۷۰	۲۸۲	۵۸۶	۹۲۹	۱۰۸۹	۹۳۷
۷۰	۳۱۶	۲۴	۰	۲۴	۳۱۲	۸۰۲	۱۱۱۴	۸۰۹
۹۰	۰	۰	۰	۰	۰	۸۲۶	۱۱۸۵	۸۳۲

از جدول فوق می‌توان نتیجه گرفت:

۱. در اعتدالین (اول فروردین و اول مهر) توزیع تابش متقارن است که حداکثر آن در استوا مشاهده می‌شود. در این مواقع، طول روز در همه جا ۱۲ ساعت است و میزان انرژی فقط به ارتفاع خورشید نسبت به سطح افق بستگی دارد.

۲. در اواسط اردیبهشت و همچنین در اواسط ماه آبان، حداکثر انرژی را مدار

۳۰ درجهٔ شمالی (یا جنوبی) دریافت می‌دارد که خود نتیجهٔ طول مدت روز و تابش است (درحالی که در این اوقات در ۱۵ درجه عرض شمالی، خورشید عمود می‌تابد، اما طول روز در این نواحی حدود یک ساعت کمتر است). مکان دیگر برای دریافت حداکثر انرژی، حوالی قطب شمال (و جنوب) است که نتیجه دوام ۲۴ ساعته روز در این نواحی است.

۳. در انقلاب تابستانی، به جهت طولانی بودن مدت تابش، مناطق حداکثر دریافت انرژی اصولاً مناطق قطبی نیمکره‌ها هستند.

۴. در قطب شمال (یا جنوب)، درست بعد از دو ماه و نیم از زمان حداکثر تابش دریافتی تابستانی، مقدار انرژی دریافتی بار دیگر به صفر نزول می‌کند.

۵. نوسان شدید اقلیم تابشی در مدارهای بالاتر از ۵۰ درجه به طرف قطب، از نظر انرژی دریافتی، نسبت به توزیع یکنواخت‌تر انرژی سالانه در نواحی حارّه، تضاد شدیدتری ایجاد می‌کند.

۶. در مجموع، نیمکره جنوبی در تابستانها، انرژی بیشتری دریافت می‌کند که دلیل عمدهٔ آن موقعیت خاص حضیض زمینی (کمترین فاصله خورشید تا زمین) است؛ با این حال، اگر انرژی دریافتی این نیمکره را در شش ماهه تابستانی درنظر بگیریم، اختلاف انرژی دریافتی در دو نیمکره، به خاطر کوتاهتر بودن نیمسال (اول مهر تا اول فروردین = ۱۷۸ روز، در قبال ۱۸۷ روز از اول فروردین تا اول مهر) تعادل پیدا می‌کند.

۳ـ۵ تأثیر اتمسفر زمین در تابش خورشیدی

تابش خورشیدی ضمن عبور از اتمسفر زمین، دستخوش تغییرات کمّی و کیفی می‌شود. چگونگی این تغییرات را با بررسی منحنی طیف تابش خورشیدی (شکل ۱۰ـ۳) می‌توان به شرح زیر در نظر گرفت:

۱. حداکثر تراکم انرژی در حوالی محدوده مرئی با طول موج تقریبی ۰/۵ میکرن (نور سبز) واقع است.

۲. انرژی تابش خطرناک ماورای بنفش، بسرعت و ناگهانی و انرژی تابش مادون قرمز، به آرامی و بتدریج، رو به کاهش می‌گذارند.

۳. در بخشی از محدوده طیف، گسستهایی مشاهده می‌شود که آنها را باند تاریک طیف می‌نامند.

۴. باندهای تاریک در قسمت مرئی طیف کمترند و در باند مادون قرمز رو به افزایش می‌گذارند.

۵. مقایسهٔ انرژی طیف خورشید در ارتفاعات مختلف نشان می‌دهد که با افزایش ارتفاع، مقدار انرژی در تمام باندهای طیف بیشتر و گسست در باندهای مختلف طیف کمتر می‌شود.

۶. مقایسهٔ انرژی طیف در محدوده خارج از اتمسفر با سطح زمین نشان می‌دهد که تابش خورشید ضمن عبور از اتمسفر، مقدار چشمگیری از انرژی خود را در هر محدوده‌ای از دست می‌دهد (پدیدهٔ حذف[1]).

۷. پدیدهٔ حذف در قلمرو قرمز و مادون قرمز طیف، شدیدتر از دیگر قلمروهای طیف است. علت حذف طول موج تابش، اساساً پخش[2] (همه‌جانبه) و جذب[3] انتخابی است.

پخش تابش

پرتوهای خورشیدی در برخورد به موانع موجود در اتمسفر، به همه سو پراکنده می‌شوند. این مانعها از جمله مولکولهای هوا، قطرات آب (ابر، مه و غبارِتر)، بلورهای یخ در ابرهای مرتفع و اجزاء غیرگازی یا آئروسلهای مختلف موجود در هوا هستند. درنتیجه، قسمتی از انرژی تابش که به سمت خارج از سطح زمین متوجه است، در فضای خارج از اتمسفر از دست می‌رود و تنها بخشی از تابش که به سمت سطح زمین متوجه است، به سطح زمین می‌رسد. همین قسمت از تابش که به سمت زمین می‌آید، جلوهٔ زیبای آسمان را سبب می‌شود. بازتاب این تأثیرات با ایجاد شکلهای رنگارنگ مختلف در ابرها و آسمان جلوه می‌کند. میزان این تأثیر به قطر و بزرگی موانع اتمسفری بستگی کامل دارد.

فرایند پخش توسط ذرات جوّ ممکن است به سه طریق انجام گیرد.

در پخش رالی[4]، اندازه ذرات خیلی کوچکتر از طول موج تابش خورشید است.

---

1. Extinction 2. Scattering 3. Absorption 4. Ray Leigh

میزان این پخش، با توان چهارم طول موج رابطه عکس دارد؛ یعنی امواج کوتاهتر، بسیار بیشتر از امواج بلندتر منعکس می‌شوند (قانون رالی). به همین جهت، آسمان با پخش بیشتر نور آبی، به رنگ آبی دیده می‌شود.

هنگامی که قطر ذرات مساوی طول موج تابش خورشید است، پخش نور قرمز بیشتر صورت می‌گیرد که به پخش مای[1] موسوم است. علت قرمزی آسمان به هنگام شفق و فجر (زمان بین‌الطلوعین)، پخش بیشتر امواج در باند نور قرمز است. در این مواقع از روز، امواج خورشید، به طور مایل از طبقات پایین جوّ عبور می‌کنند و چون ذرات درشت‌تر، با طول موج مساوی نور قرمز، در این طبقات بیشتر است، پخش مای سبب قرمز دیده شدن آسمان می‌شود. گفتنی است پخش رالی این ذرات، در باند مادون قرمز صورت می‌گیرد که به چشم دیده نمی‌شود.

ذرات درشت‌تر جوّ، مانند قطرات آب، تمام امواج را به طور یکسان باز می‌تابانند که به پخش غیرانتخابی[2] موسوم است و زمانی صورت می‌گیرد که قطر ذره، بزرگتر از طول موج تابش خورشید باشد. علت سفید دیده شدن ابرها از بالا یا رنگ شیری آسمان گردآلود، پخش غیرانتخابی تابش در باند مرئی است.

میزان پخش تابش خورشید به وسیله ابرها، بسیار زیادتر از ذرات گرد و غبار است؛ با وجود این، ضخامت و تراکم ابر، در میزان پخش تابش، بسیار مؤثر است. ابرهای سیروس، حدود ۱۸ تا ۲۵ درصد از مقدار تابش خورشید را باز می‌تابانند، در صورتی که ابرهای کومولونیمبوس ممکن است تا ۹۰ درصد از امواج خورشید را منعکس کنند.

جذب انتخابی

انرژی تابشی در پی جذب، به انرژی گرمایی تبدیل شده، از این طریق موقتاً ذخیره می‌شود. هر جسم معمولاً محدودهٔ معینی از طول موج یک باند تابشی را جذب و موجهای دیگر را منعکس می‌کند یا از خود عبور می‌دهد؛ بنابراین، جذب تابش فرایندی انتخابی است.

---

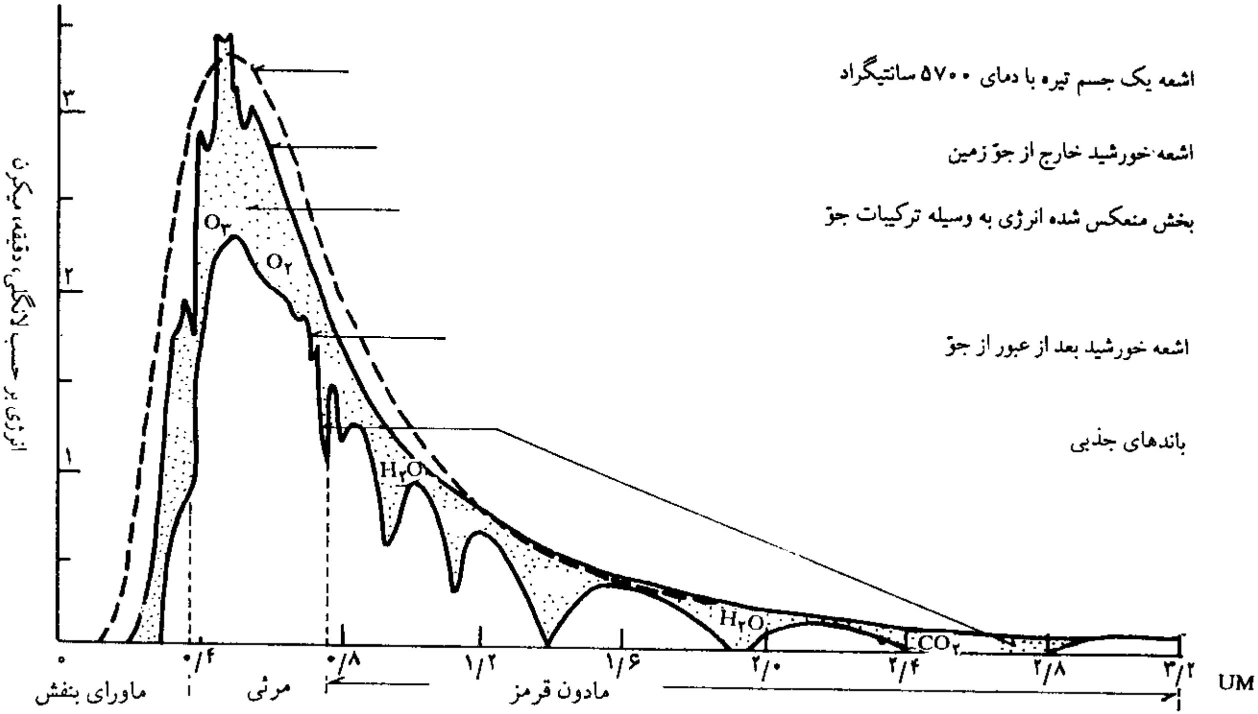
1. Mie   2. Non-Selection

نسبت تابش جذب‌شده به کل تابش گسیل‌شده را در یک محدودهٔ طیفی معین، ضریب جذب می‌نامند که مقدار آن برای هر جسم ثابت است. رنگ اجسام، از نسبت جذب به انعکاس یا عبور امواج تابشی در محدودهٔ مرئی حاصل می‌شود، به طوری که اگر جسمی امواج تابشی را که بر آن می‌تابد بیشتر جذب کند رنگ آن تیره و در صورت عکس، رنگ آن روشن به نظر می‌رسد. در طیف انرژی تابشی، پس از عبور از یک محیط، باندی از تابش در محدوده طیفی معینی ممکن است حذف شود که آن را خطوط جذبی یا باند جذبی می‌نامند؛ مثلاً باندهای تاریک که در توزیع طیف تابشی پرتو خورشید در سطح زمین مشاهده می‌شود، نتیجه جذب بخشی از تابش توسط بخار آب (H_2O)، گاز کربنیک (CO_2) و ازن (O_3) موجود در اتمسفر است.

ازن، تابش خورشید را در محدوده‌های طول موج کوتاه، در کمتر از ۰/۲۹ میکرن ـ بویژه در محدودهٔ بین ۰/۲۲ تا ۰/۲۹ میکرن ـ به طور کامل جذب می‌کند. میزان این جذب چندان زیاد نیست، اما همین مقدار جذب، صافی محافظی است که نقش مهمی در جلوگیری از نفوذ اشعه خطرناک ماورای بنفش به سطح زمین دارد.

باندهای جذبی گازکربنیک بین ۲/۳ تا ۳ و ۴/۲ تا ۴/۴ و نیز نوار ضعیفی در فاصله ۱۲ تا ۱۶ میکرن است و سرانجام بخار آب نوار جذبی وسیعی دارد و تمام اشعه مادون قرمز را در بالاتر از ۱۴ میکرن به طور کامل جذب می‌کند؛ همانگونه که امواج با طول موج بین ۱ تا ۲ و ۲/۵ تا ۳ و بویژه، ۵ تا ۸ میکرن را نیز بخار آب جذب می‌کند.

خواهیم دید که نقش بخار آب در تبادلات انرژی بین سطح زمین و اتمسفر، بسیار چشمگیر است و یکی از عوامل مهم بیلان انرژی سیّاره زمین محسوب می‌شود. مقدار بخار آب موجود در اتمسفر در تابستان، به دلیل دمای بیشتر، بیش از زمستان است و بنابراین، میزان حذف در تابش خورشید توسط بخار آب (در شرایط یکسان ارتفاع زاویهٔ خورشید) در تابستان بیش از زمستان است. در دیگر مواقع سال هم (در شرایط یکسان ارتفاع زاویهٔ خورشید) حذف در تابش مستقیم خورشید، در هوای مرطوب بیش از هوای خشک است.



شکل ۳.۱۰ توزیع طیف انرژی اشعهٔ خورشید قبل و بعد از نفوذ در اتمسفر و توزیع انرژی جسمی با دمای سطح

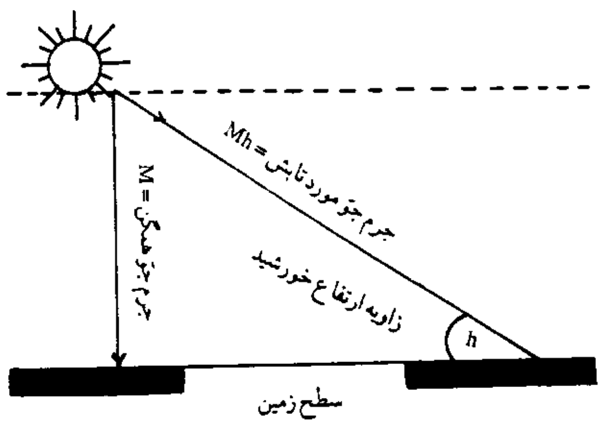
تغییرات محلّی جذب و پخش تابش

اتمسفر زمین مقداری از انرژی تابشی خورشید را از طریق جذب و پخش، حذف می‌کند. میزان این حذف، از جایی به جای دیگر فرق می‌کند و در مجموع به دو عامل بستگی دارد:

الف) جرم کلی اتمسفر که تابش از آن عبور می‌کند؛

ب) مقدار بخار آب، گازکربنیک، ازن، ذرات تشکیل‌دهندهٔ ابر و آئروسلهای موجود در اتمسفر (برحسب واحد جرم).

تفاوتهای محلّی حذف در سطح زمین، به فرض همگن بودن اتمسفر، تنها به جرم اتمسفر که تابش از آن عبور می‌کند بستگی خواهد داشت؛ به عبارت دیگر، مسافتی که تابش خورشیدی از مرز اتمسفر تا سطح زمین می‌پیماید، تعیین‌کنندهٔ میزان حذف طول موج تابش است و این مسافت به زاویهٔ تابش خورشید بستگی دارد (شکل ۱۱ـ۳).



شکل ۱۱ـ۳ رابطهٔ مسافتی که تابش خورشید با زاویهٔ تابش در اتمسفر می‌پیماید

با توجه به شکل ۱۱ـ۳ می‌توان دریافت که:

$$\frac{M}{M_h}=\text{Sin h},\ M_h=\frac{M}{\text{Sin h}} \qquad (۳ـ۶)$$

جدول ۴ـ۳ افزایش مسافت پیموده‌شده توسط تابش (M_h) را به موازات کاهش زاویهٔ تابش خورشید نشان می‌دهد.

جدول ۳.۴ نسبت افزایش مسافت برحسب زاویهٔ تابش پرتوهای خورشیدی

زاویهٔ تابش	۵	۱۰	۱۵	۲۰	۲۵	۳۰	۳۵	۴۰	۴۵	۵۰	۶۰	۶۵
افزایش طول راه (Mh)	۱۰/۴۰	۵/۶۰	۳/۸۲	۲/۹۰	۲/۳۶	۲/۰۰	۱/۷۴	۱/۵۵	۱/۴۱	۱/۳۰	۱/۲۱	۱/۱۵

از ارقام جدول ۴ـ۳ نتیجه می‌شود که هر چه زاویهٔ تابش به حالت عمود نزدیکتر شود، کاهش مسیری که تابش مورد نظر در اتمسفر می‌پیماید، آرامتر و تدریجی‌تر است، در حالی که در مواردی که زاویهٔ تابشی به حالت افقی نزدیکتر شود، مسیری که تابش خورشید در اتمسفر می‌پیماید، ناگهانی‌تر و به صورتی جهشی افزایش پیدا می‌کند. با توجه به آنچه گفتیم، علت تمایل رنگ قرص خورشید را به رنگ نارنجی و سپس قرمز، در سپیده‌دم و شامگاه، در حوالی افق، بخصوص در افق اقیانوسها، می‌توان درک کرد. به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت هر مسیری که پرتو خورشید تا به سطح زمین می‌پیماید بیشتر باشد، به همان نسبت امواج کوتاه تابش خورشید بیشتر باز تابیده و جذب می‌شوند و در مقابل، امواج بلند آن راحت‌تر به ما می‌رسند.

۶ـ۳ تابش کلی[1]

در مسائل آب و هوایی مقدار انرژی تابشی با طول موج کوتاه در سطح زمین اهمیت فراوان دارد و این مقدار علاوه‌بر بستگی به طول راه عبور تابش در اتمسفر، به مقدار بخار آب، ابرناکی و هواویزهای گوناگون در مناطق مختلف ـ که در مجموع عوامل حذف طول موج هستند ـ نیز بستگی دارد. مجموع مقدار انرژی تابش مستقیم $(I=I_0 \text{ Sin } h)$ و تابش پراکنده را که در واحد زمان (دقیقه، روز، ماه و سال) بر سطح زمین می‌تابد، تابش کل می‌نامیم؛ بنابراین، تابش کلی (G) بر سطحی معین را از مجموع تابشهای کوتاه مستقیم $(I_0 \times \text{Sin } h)$ و پراکنده (D) به دست می‌آوریم[2].

$$G=I_0 \times \text{Sin } h+D \qquad (۳ـ۷)$$

هرچند در اقلیم‌شناسی دینامیک توزیع محلّی تابش کلی یا مجموع انرژی تابشی مستقیم و پراکنده مهم است، رابطهٔ بین اقلیم تابشی و حیات ایجاب می‌کند که تأثیر

1. Global Radiation

۲. لوح رنگی ۲، «کل تابش موج کوتاه سالانه بر سطح زمین» را نشان می‌دهد.

اشعهٔ مستقیم و پراکنده، به تفکیک بررسی شود. تابش پراکنده از تباین شدید بین سایه و نور می‌کاهد و همین امر سبب اختلاف جلوه در فضای زندگی گیاه، حیوان و انسان می‌شود. این امر تفاوتهای شدید اکولوژیک در پوشش گیاهی و در نحوهٔ ذوب یخچال در مناطق مرتفع ایجاد می‌کند. جدول ۵ـ۳، توزیع جغرافیایی تابش مستقیم و پراکنده را به تفکیک عرضهای جغرافیایی مختلف در نیمکرهٔ شمالی برای روزهای معینی از سال به فرض صاف بودن هوا (برحسب کالری بر سانتیمتر مربع در روز) نشان می‌دهد.

جدول ۵ـ۳ توزیع جغرافیایی تابش مستقیم و پراکنده

	اول فروردین		اول تیر		اول مهر		اول دی	
عرض جغرافیایی	مستقیم	پراکنده	مستقیم	پراکنده	مستقیم	پراکنده	مستقیم	پراکنده
۹۰	۰	۱۰	۶۰۹	۱۲۸	۴	۱۰	۰	۰
۸۰	۸۱	۲۹	۶۰۹	۱۲۴	۶۰	۳۰	۰	۰
۷۰	۱۵۹	۴۳	۵۹۳	۱۱۰	۱۳۷	۴۴	۴۴	۰
۶۰	۲۵۹	۵۳	۶۰۰	۹۸	۲۳۲	۵۵	۱۲	۹
۵۰	۳۵۴	۶۱	۶۰۹	۹۷	۳۱۸	۶۵	۷۸	۲۷
۴۰	۴۲۵	۶۶	۶۰۸	۹۸	۳۸۷	۷۲	۱۶۴	۴۲
۳۰	۴۸۵	۷۲	۵۸۸	۹۵	۴۴۵	۷۸	۲۵۶	۵۲
۲۰	۵۰۵	۸۳	۵۴۵	۹۵	۴۷۷	۸۷	۳۳۱	۶۹
۱۰	۵۰۸	۹۰	۴۹۵	۹۳	۴۹۷	۹۲	۳۹۸	۸۳
۰	۵۰۹	۹۳	۴۳۴	۸۹	۵۰۴	۹۲	۴۶۲	۹۵

عوامل مؤثر در تابش کلی

با توجه به جدول ۵ـ۳ می‌بینیم که در شرایط بی‌ابر بودن آسمان، نسبت تابش مستقیم به تابش پراکنده در نواحی حارّه (بین استوا تا ۲۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی) در کلیه روزهای سال، از ۵ به ۱ تا حدود ۶ به ۱ می‌رسد. در مناطق جنب‌حارّه (بین ۲۰ تا ۳۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی) دامنه اختلاف سالانه بین این دو تابش قدری بیشتر افزایش می‌یابد و به ۶ به ۱ تا ۴ به ۱ می‌رسد. این نسبت ۶ به ۱ در عرضهای بالاتر (تا ۶۰ درجه) تنها در تابستانها برقرار می‌شود و در زمستانها، با توجه به تأثیر شدید عرض جغرافیایی بر کل تابش، نسبت مزبور از ۶ به $\frac{1}{2}$ ۱ تنزّل می‌یابد. در واقع، انرژی تابش

مستقیم و پراکندهٔ خورشید در این اوقات با هم برابرند. در نواحی قطبی، همانگونه که انتظار می‌رود، بیشترین سهم نسبی را تابش پراکنده دارد، به طوری که در این نواحی تنها در انقلاب تابستانی است که تابش مستقیم ۴/۵ تا ۵ برابر شدیدتر از تابش پراکنده است و در غیراین‌صورت، میزان معمولی آن تنها ۲ تا ۳ برابر تابش پراکنده می‌باشد.

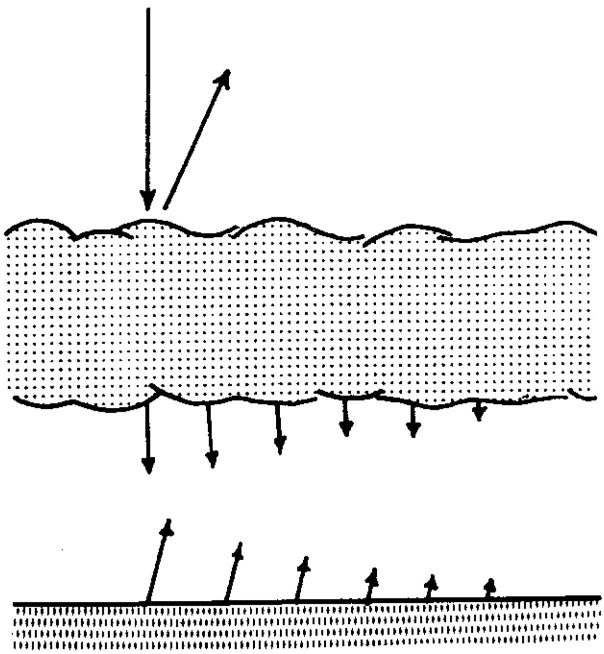
اگر اعداد جدول ۵ـ۳ را با اعداد توزیع جغرافیایی ثابت خورشیدی (جدول ۳ـ۳) مقایسه کنیم، درمی‌یابیم که میزان تابش کلی حتی در شرایط عدم وجود ابر، در تمام سطح کرهٔ زمین پیوسته کمتر از ثابت خورشیدی است (لااقل به اندازه $\frac{1}{3}$) که در زمستانِ عرضهای جغرافیایی متوسط (۵۰ درجه) حتی به ۵۰ درصد کمتر از ثابت خورشیدی می‌رسد. بدیهی است که این اختلاف ناشی از تأثیر تحلیل انرژی است؛ زیرا مقادیری از انرژی خورشیدی جذب و بخشی از آن به سمت فضای خارج از اتمسفر منعکس می‌شود.

ابرناکی آسمان نیز در میزان تابش کلی بر سطح زمین اهمیت بسیار دارد. این نکته، بخصوص با توجه به توان انعکاس تابش مستقیم در برخورد به سطح ابر که در حدود ۷۵ درصد است، آشکارتر می‌شود؛ بنابراین، در آسمانی ابرناک، در مقایسه با آسمان بدون ابر، تنها ۲۰ تا ۲۵ درصد از تابش قادر به نفوذ تا سطح زمین است. از طرف دیگر، تأثیر ابر بر تابش خورشیدی به حالت فیزیکی ابر (وجود قطرات آب یا ذرات بلور)، قطر و تراکم این ذرات یا قطرات، رشد عمودی ابر، ارتفاع آن و سرانجام درجه ابرناکی آسمان و نیز زاویه تابش خورشید بستگی دارد. همین امر سبب می‌شود که تفاوت فاحشی از نظر توزیع تابشهای مستقیم و پراکنده با توجه به انواع مختلف ابر و اوضاع متفاوت آن به وجود آید.

در شرایط خاص، چگونگی پوشش سطح زمین نیز در میزان تابش کل اهمیت ویژه‌ای دارد. بررسیهای متعدد در شرایط پوشش بخشهای وسیعی از سطح زمین با برف، با توجه به توان انعکاس (آلبدو)[1] شدیدی که برف دارد، ایجاد انعکاس مکرر بین سطح زمین و سطح زیرین ابر را نشان می‌دهد (شکل ۱۲ـ۳) و همین امر به افزایش میزان تابش کلی منجر می‌شود. در چنین شرایطی است که مقدار تابش کلی در مناطق قطبی، در قیاس با مناطق مشابه که در آنها تنها پوشش برف حاکم نباشد، تا سه برابر افزایش می‌یابد (لیلیه کویست، ۱۹۸۶).

---

1. Albedo



شکل ۳.۱۲ انعکاس مکرر بین سطح زیرین ابر و پوشش برفی سطح زمین. اگر آسمان پوشیده از ابر و زمین پوشیده از برف باشد، انعکاس مکرری بین سطح زیرین ابر و سطح بالایی برف که هر دو توان انعکاس شدیدی دارند صورت می‌گیرد؛ بنابراین، پراکندگی و شدت تابش نسبت به سطح فاقد پوشش ابر افزایش می‌یابد.

توزیع جغرافیایی تابش کلی

شکل ۱۳ـ۳ توزیع سالانهٔ تابش کلی (تابش کوتاه) را در سطح کرهٔ زمین، طبق بررسی بودیکو[1] و سلرز نشان می‌دهد. با توجه به شکل، توزیع متوسط تابش کلی (تابش کوتاه) در سطح زمین ویژگیهایی دارد که به شرح زیر می‌توان آنها را جمعبندی کرد:

حداکثر میزان تابش کلی که بالغ بر ۲۰۰ تا ۲۲۰ کیلوکالری در هر سانتیمتر مربع است، در نیمکرهٔ شمالی، در حوالی مدار رأس‌السرطان و برروی خشکیها متمرکز است. قرینهٔ این مناطق ـ در نیمکرهٔ جنوبی ـ تقریباً به اندازهٔ ۱۰ درصد کمتر انرژی دریافت می‌کند و مقدار آن به ۱۸۰ تا ۲۰۰ کیلوکالری در هر سانتیمتر مربع می‌رسد.

مناطقی که در نیمکرهٔ جنوبی ۱۶۰ کیلوکالری از تابش کلی را دریافت می‌کنند،

1. Budyko

در مقایسه با نیمکرهٔ شمالی خیلی محدودترند که دلیل اصلی آن مقادیر زیادتر بخار آب و پوشش زیادتر ابر و سرشت اقیانوسی نیمکرهٔ جنوبی است.

در مناطق استوایی، مقدار انرژی تابش کلی بین ۱۲۰ تا ۱۶۰ کیلوکالری تفاوت می‌کند. مقادیر کمتر در نواحی جزیره‌ای مشاهده می‌شود که پوشش ابر بیشتری دارند. در مناطق جنب‌حارّه، تا عرضهای بالایی که به حدود ۵۰ درجه می‌رسد اختلافهایی بزرگ از نظر مقدار تابش کلی وجود دارد (۸۰ـ۲۲۰ کیلوکالری) که علت آن را می‌توان به تفاوت پوشش ابر در این مناطق نسبت داد.

در عرضهای جغرافیایی بالاتر از ۵۰ درجه و نواحی جنب‌قطبی، مقدار تابش کلی به ۷۰ تا ۱۰۰ کیلوکالری می‌رسد که معادل نصف تا $\frac{1}{3}$ مقدار انرژی تابشی در شمال افریقاست.

به طور کلی، از مقایسهٔ مقدار انرژی تابشی در سطح زمین و در مرز اتمسفر، نتایج مهم زیر به دست می‌آید:

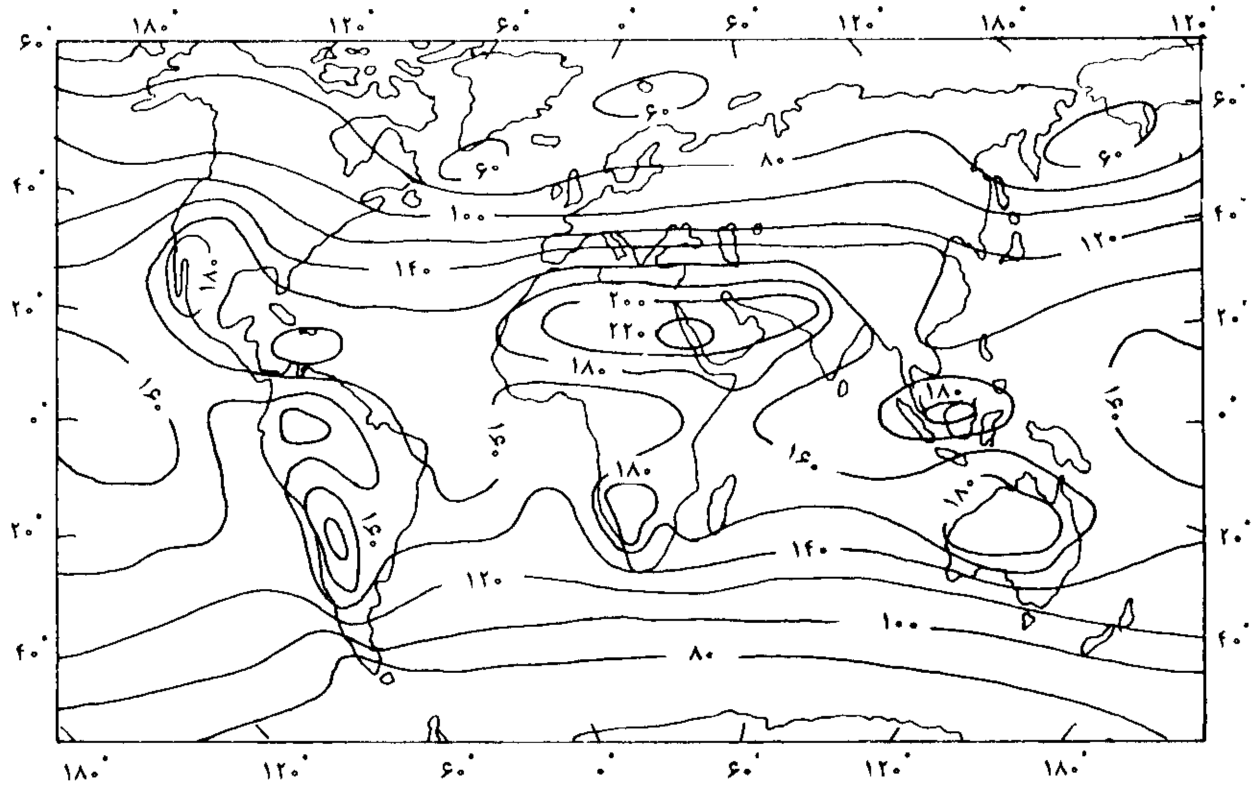
۱. مقدار تابش کوتاه در مناطق مختلف، به شیوه‌های مختلف، براثر ناپدیدی تابش به واسطه جذب و انعکاس، حذف می‌شود، اما میزان حذف براثر این عوامل در همه جا تقریباً مساوی و معادل با ۳۵ درصد از کل انرژی تابشی در بالای جوّ است.

۲. در مناطق حداکثر تابش کلی (مثلاً در نواحی خشک جنب‌حارّه، در حدود ۲۰ درجه عرض شمالی) مقدار تابشی که به سطح زمین می‌رسد، در اقیانوسها ۵۵ درصد و در خشکیها حتی ۷۰ درصد از مقدار ممکن تابشی است که می‌توانست به سطح زمین برسد.

۳. در نواحی استوایی، مقدار تابش کلی برروی آبها به حدود ۴۷ و برروی خشکی به حدود ۴۳ درصد کل تابش می‌رسد و به این ترتیب، یک «نوار حداقل» در مناطق حارّه به وجود می‌آید.

۴. بزرگترین حذف در تابش، در هر دو نیمکره، در حوالی مدار ۶۰ درجه مشاهده می‌شود که در آن مقدار تابش کل به کمتر از ۴۳ درصد از کل تابش ممکن بالغ می‌شود.

۵. مقدار تابش کل در نواحی قطبی با ۸۰ کیلوکالری، تقریباً ۴۰ درصد تابشی است که بر نواحی جنب‌حارّه می‌تابد.



شکل ۳.۱۳ پراکندگی جغرافیایی تابش کلی سالانه به کیلوکالری در سانتیمتر مربع (بودیکو، ۱۹۵۸، سلرز، ۱۹۶۵)

۳ـ۷ تغییرات تابش ورودی در سطح زمین

تابش کلی، در واقع انرژی الکترومغناطیسی است و از ترکیب طول موجهای مختلف تشکیل شده است. تمام یا قسمتی از این تابش، وقتی به سطح زمین می‌رسد، برحسب ماهیت و ویژگیهای خود و سطح زمین جذب می‌شود یا منعکس می‌گردد. چون سطح زمین، اصولاً ناهموار است، انعکاس تابش معمولاً به زاویه‌ای خاص صورت نمی‌گیرد و بیشتر حالت پخشی دارد. انعکاس زاویه‌ای تنها بر سطح آب، برف و نیز شنزارها و سطح برگها، ممکن است به میزان قابل توجهی رخ دهد.

نسبت انرژی بازتابیده به کل انرژی تابیده‌شده در سطح یک جسم را آلبدوی آن جسم می‌نامند که معمولاً برحسب درصد اشعه تابیده‌شده محاسبه می‌شود. جسمی را که تمام طول موجهای تشکیل‌دهندهٔ تابش کل را، از جمله تابش در محدودهٔ مرئی را به طور کامل جذب کند، جسم سیاه کامل می‌نامند. اشاره کردیم که بعضی سطوح صاف، مانند سطح آب، برف و شن، انعکاس زاویه‌ای شدیدی دارند. آلبدوی چنین سطوحی بشدت از زاویه تابش خورشید تأثیر می‌گیرد. جدول ۶ـ۳ آلبدوی بعضی سطوح را برحسب درصد بازتابیده از تابش کلی نمایش می‌دهد.

جدول ۶ـ۳ آلبدوی بعضی سطوح نمونه برحسب درصد

سطح	درصد انعکاس
آب (زاویهٔ تابشی ۴۰ تا ۵۰ درجه)	۱۰ـ۷
آب (زاویهٔ تابشی تقریباً ۲۰ درجه)	۲۵ـ۲۰
برف نو	۹۵ـ۷۵
یخبرف	۷۰ـ۴۰
دریای یخزده	۴۰ـ۳۰
شنزار	۴۵ـ۳۵
خاک سیاه	۱۵ـ۵
چمن	۲۰ـ۱۰
مزارع غلات	۲۵ـ۱۵
جنگلهای کاج	۱۵ـ۵
کویر	۳۰ـ۲۵
اسفالت	۱۰ـ۵
ابرهای انباشته	۹۰ـ۷۰
ابرهای سطحی	۶۰ـ۴۰

جذب تابش ورودی در سطح زمین

جذب تابش درمورد هر سطح، در واقع جذب انرژی است که بر انرژی جنبشی مولکولی آن سطح می‌افزاید. این افزایش انرژی جنبشی در هر جسم (جامد، مایع یا گاز) باعث افزایش گرمای محسوس آن می‌شود، به طوری که جذب تابش در هر محیط، حتی به صورتی که مقداری از آن صرف تبخیر و ذوب آب شود، سبب افزایش گرمای محیط می‌شود.

مقدار این افزایش گرما، علاوه بر مقدار تابش جذب شده در واحد سطح جسم، به مقدار انرژی گرمایی لازم برای یک درجه سلسیوس افزایش به دمای یک گرم از جسم مزبور (گرمای ویژه) و نیز به مقدار توزیع انرژی جذب‌شده در واحد زمان در واحد جرم آن جسم (هدایت گرمایی) بستگی دارد.

گرمای ویژه و هدایت گرمایی هر جسم ثابت است و در صورت معلوم بودن وزن واحد حجم هر جسم می‌توان گرمای ویژهٔ آن را محاسبه کرد.

توزیع انرژی در هر محیط مادی از یک طرف به نفوذپذیری تابش و از طرف دیگر به توان هدایت گرمایی جسم موردنظر بستگی دارد. جدول ۷ـ۳ گرمای ویژه و هدایت گرمایی بعضی مواد را نشان می‌دهد.

جدول ۷ـ۳ گرمای ویژه و هدایت گرمایی بعضی عناصر نمونه

	گرمای ویژه Cal/g.grad	گرمای ویژه $Cal/cm^{-3}.grad$	هدایت گرمایی Cal/grad.cm.s
گرانیت	۰/۲	۰/۵۲	۰/۰۱۱
هوا	۰/۲۴	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۰۵
چوب	۰/۲۲	۰/۲	۰/۰۰۰۴
خاک شنی خشک	۰/۲	۰/۳	۰/۰۰۰۴
خاک شنی مرطوب	۰/۳	۰/۴	۰/۰۰۴
برف نو	۰/۵۱	۰/۰۳	۰/۰۰۰۲
یخبرف	۰/۵۱	۰/۲۲	۰/۰۰۰۷
یخ	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۰۰۵
آب ساکن	۱/۰	۱/۰	۰/۰۰۱
آهن	۰/۱۱	-	۰/۰۰۵
خاک خشک باتلاقی	۰/۴۴	۰/۱	۰/۰۰۰۱۵
خاک مرطوب باتلاقی	۰/۸	۰/۷	۰/۰۰۲

بنابراین، مواد موجود در طبیعت، اعم از سنگ، آب، هوا و مواد آلی، ویژگیهای خاص خود را دارد؛ مثلاً برای گرم کردن یک سانتیمتر مکعب آب به اندازه‌ای برابر با همین حجم از سنگ، دو برابر کالری انرژی لازم است. همچنین آب در مقایسه با چوب به ۵ و هوا حتی به ۱۰ هزار برابر کالری انرژی بیشتر نیازمند است تا به همان میزان گرم شود.

اختلاف مواد از نظر هدایت حرارتی از این هم شدیدتر است (جدول ۷ـ۳). هدایت گرمایی در خاکها و سطوح پوشیده از برف بسیار، به مقدار آب یا هوایی بستگی دارد که روزنه‌های آن را اشغال کرده است. خاکهای شنی، لُسی یا خاکهای آلی در حالت خشک، فاقد قابلیت هدایت حرارتی بوده و هر قدر متراکمتر شوند یا درجه رطوبت آنها افزایش یابد، توان انتقال گرمای بیشتری می‌یابند.

آنچه گفتیم در واقع مربوط به هدایت مولکولی گرما می‌شود. در مورد آب، هوا و به طور کلی تمام عناصر گازی یا مایع، امکان تعادل تلاطمی گرما موجود است که در آن، ذرات تشکیل‌دهندهٔ جسم، آزادانه درحرکتند و بدین‌وسیله ویژگیهای خود را تا رسیدن به حال تعادل به هم منتقل می‌کنند. طبق بررسیهای مختلف، تأثیر اختلاط، نسبت به هدایت مولکولی عناصر متحرک، حدوداً هزار بار شدیدتر است. به هر حال، تبادلات گرمایی درهم رایجتر و طبیعی‌تر است و بخصوص در مورد آبها و ذرات هوا صادق است. وقوع آمیزش درهم، در طبیعت، به نیروی محرکی نیاز دارد که می‌تواند از جمله ناشی از اختلاف چگالی، شیب تغییرات فشار و نیروی باد در سطح آبها باشد. در صورت نبود چنین نیرویی، هدایت مولکولی، وسیله‌ای مؤثر برای انتقال گرما به حساب می‌آید.

بنابراین، گرمای ویژه و هدایت مولکولی مختلف اجسام و نحوهٔ توزیع آن سبب می‌شود که تغییرات تابشی و توزیع گرما در خشکی و سطح پوشش گیاهی و آب متفاوت باشد.

۱. *توزیع تابش ورودی در زمین برهنه (بدون پوشش گیاهی)*

ضخامت لایه‌ای از زمین که تابش در آن جذب می‌شود، به طول موج تابش و تراکم ذرات تشکیل‌دهندهٔ سطح زمین بستگی دارد؛ با این حال، تغییرات حاصل از جذب انرژی، تنها در یکی دو میلیمتر از سطح فوقانی زمین انجام می‌گیرد. به طور کلی، حدود ۱۸ درصد از تابش خورشید ضمن عبور از لایه‌های مختلف اتمسفر، به زمین می‌رسد و بخشی از آن به ۲ میلیمتر اولیه سطح زمین (یا بدون پوشش گیاهی) وارد می‌شود و از

همینجا انرژی مزبور به طور کامل به اتمسفر زمین منتقل می‌شود.[۱]

انتقال گرما به اتمسفر، اساساً از سه طریق صورت می‌گیرد که هر یک تأثیرات آب و هوایی عمده‌ای دارد: یکی از طریق هدایت مولکولی گرما به لایه‌های مجاور سطح زمین و دیگری از طریق تبخیر آب و سرانجام تابش زمینی که در مبحث دفع انرژی از سطح زمین به آن اشاره خواهیم کرد.

در فرایند جذب و دفع روزانه انرژی در سطح زمین، گرما ابتدا از سطح به لایه‌های زیرین منتقل می‌شود و سپس با تغییر جهت شیب، تغییرات حرارت، در جهت عکس، از لایه‌های زیرین به سطح زمین و از آنجا به هوا منتقل می‌شود. این تبادلات گرمایی تا ژرفایی حدود ۲۵ تا ۵۰ سانتیمتری صورت می‌گیرد.

۲. *توزیع تابش ورودی در آبها*

آبها قسمت اعظم انرژی تابشی خورشید را جذب می‌کنند. میزان این جذب که در لایه‌هایی محدود انجام می‌گیرد، نسبت به شفافیت آب متغیر است. ضخامت لایه‌های جاذب انرژی اقیانوسها و دریاها به دو سه متر می‌رسد، در حالی که اعماق ۱۰ تا ۲۰ متری اقیانوس و دریایی که حاوی آب تمیز است، کاملاً تاریک به نظر می‌رسد. به طور کلی، انرژی تابیده شده بر آبها، در حجم و جرمی به مراتب بزرگتر از خشکیها توزیع می‌شود و توزیع این انرژی در حجم بیشتر سبب می‌شود که آبها در مقیاس ضعیفتری نسبت به خشکی، گرما کسب کنند و نیز چون گرمای ویژهٔ آب ۳ تا ۴ برابر خاک رس است، گرمایی که آب می‌گیرد، در مقایسه با خاکها، حدود ۳ تا ۴ برابر کمتر است. همچنین اگر لزوم توزیع انرژی گرمایی حاصل از آمیزش درهم (مثلاً حاصل از سردشدن سطح آب) را در ابعاد گسترده‌تر در نظر بگیریم، علت کمی حرارت آبها در مقایسه با خشکیها، در شرایط یکسان تابش، کاملاً روشن می‌شود. بنابراین، می توان نتیجه گرفت که نوسانهای روزانهٔ حرارتی در سطح آبهایی با حداقل یکی دو متر عمق، به مراتب کمتر از خشکیهایی است که در شرایط تابشی کاملاً یکسان با آنها قرار گرفته‌اند.

بیشترین عمق اختلاط در اقیانوسها مشاهده می‌شود که نوسانهای فصلی توزیع

---

۱. در درازمدت، جز درصد ناچیزی از انرژی، که به صورت گاز و نفت و زغال‌سنگ در زمین ذخیره می‌شود، چیزی از این انرژی در زمین باقی نمی‌ماند.

حرارت، تا اعماق ۳۰۰ و حتی ۴۰۰ متری آن وجود دارد. مسلماً این نوسانها بسیار ضعیفند؛ زیرا حتی نوسانهای سالانهٔ سطح آبها نیز بسیار ناچیز است؛ مثلاً نوسانهای سالانهٔ حرارت در اقیانوس اطلس، مطابق با بررسی اِسکات[1]، از این قرار است:

جدول ۳ـ۸ نوسانهای سالانهٔ دما در اقیانوس اطلس

عرض جغرافیایی شمالی	۰	۱۰	۲۰	۳۰	۴۰	۵۰
نوسان دما به سانتیگراد	۲/۳	۲/۴	۳/۶	۵/۹	۷/۵	۴/۷

در مواقع تغییر شب به روز، سطح آبها بیشتر انرژی از دست می‌دهد که در نتیجه سطح آب سرد و سنگینتر می‌شود و فرو می‌رود و به جای آن آبهای گرمتر عمقی بالا می‌آید. این فرایند آمیزش درهم تا زمانی که سطح آب انرژی از دست می‌دهد (یعنی تا رسیدن دمای آب به ۴ درجه سلسیوس) ادامه دارد و درنهایت، تعادل حرارتی بین سطح آب و ژرفای آن به وجود می‌آید. علت آنکه آمیزش در هم تا ۴+ درجه سلسیوس ادامه دارد این است که آب در این دما، بیشترین چگالی را دارد و وزن مخصوص آن در کمتر از دمای یادشده، برخلاف تمام موارد دیگر کمتر می‌شود. در پی ایجاد لایه همدمای ۴+ درجه سلسیوس، اگر سطح آب سردتر شود، فقط هدایت مولکولی و تأثیر باد می‌تواند سرمای سطح را به اعماق برساند. از آنچه گفتیم می‌توان نتیجه گرفت:

۱. در آبهای عمیق، در مواقع افزایش مقدار انرژی (تابستانها) مقدار گرما در حجم بیشتری نسبت به خشکیها توزیع می‌شود.

۲. در مواقع کاهش مقدار انرژی (زمستانها) مقدار گرمای ذخیره‌ای در آبها بیشتر است و در صورت وجود اختلاف، درجه حرارت بین اعماق آب و سطح آن، انرژی از اعماق به سطح آب منتقل می‌شود که تا مصرف ذخیرهٔ حرارتی، یعنی رسیدن به درجه حرارت ۴+ درجه سلسیوس، ادامه می‌یابد.

۳. به دلیل گرمای ویژهٔ زیاد آبها، نوسانهای حرارتی در دریاها و اقیانوسها، برخلاف خشکیها، ضعیف است.

۳. توزیع تابش ورودی در سطح برف

بیش از هر چیز باید توجه داشت که انعکاس تابش کلی در سطح برف، به مراتب بیش از

1. Schott

سطح آبها و حتی خشکیهاست. مقدار جذب انرژی در برف تازه، بیش از حدود ۵ تا ۱۰ درصد نیست که در چند سانتیمتر بالایی برف پخش می‌شود. حدود ناچیزی از این انرژی می‌تواند تا عمق ۱۰ سانتیمتری برف پخش شود. بنابراین، آلبدوی زیاد، عدم نفوذ انرژی در اعماق و گرمای ویژه نسبتاً زیاد برف، عواملی هستند که باعث می‌شوند سطح برف در شرایط تابشی معمول، به راحتی ذوب نشود. به دلیل وجود منفذهای زیاد در برف، هدایت گرمایی آن ضعیف است که بدیهی است این نکته در انتقال سرما از سطح برف به زمین یا انتقال گرما از زمین به سطح برف نیز صادق است؛ بنابراین، پوشش برف یک لایهٔ عایق گرمایی، برای زمین زیر خود محسوب می‌شود.

۴. *توزیع تابش ورودی در تاج پوششی گیاهی*

گرچه تغییرات در جذب و توزیع انرژی تابشی خاک، آب و برف، اختلافهای فاحشی با یکدیگر دارند، این اختلافها در قیاس با امکانات و شرایطی که بر اثر وجود پوشش گیاهی در جذب و توزیع تابش ایجاد می‌شود، ناچیز است. سطح این پوشش، ارتفاع، تراکم، جنس و تغییرات زمانی آن، چنان تنوع و پیچیدگی ایجاد می‌کند که در اینجا تنها به اشاره‌ای فهرست‌وار از تغییرات در جذب انرژی تابشی درسطح پوشش گیاهی می‌پردازیم:

۱. پوشش گیاهی، معمولاً قادر به ذخیرهٔ گرما نیست.

۲. معمولاً بیش از ۱۰ درصد از انرژی تابشی نمی‌تواند از پوشش گیاهی عبور کند و به سطح زمین برسد؛ بنابراین زمین واقع در زیر پوشش گیاهی، بندرت قادر به جذب این انرژی است.

۳. هدایت گرمایی در سطح پوشش گیاهی بسیار ضعیف است و نظیر پوشش برف، لایه‌ای عایق در مقابل گرما به حساب می‌آید.

۴. تغییرات زیاد تابش فقط در سطح خارجی پوشش گیاهی انجام می‌شود و تبادل گرمایی در سطوح زیر یا سطح زمین زیرپوشش گیاهی به کندی و ناقص انجام می‌گیرد.

۵. بیشتر تغییر و تبادل گرمایی در لابه‌لای پوشش گیاهی، از طریق واکنشهای زیست‌شناختی (ازقبیل تعریق و تعرق) انجام می‌شود تا جریانهای فیزیکی.

دفع انرژی از سطح زمین

با توجه به آنچه در مورد تغییرات توزیع انرژی تابشی موج کوتاه در آب، خشکی، برف

و پوشش گیاهی گفتیم، می‌توان نتیجه گرفت که این انرژی تابشی، مهمترین سرچشمه انرژی در سطح زمین محسوب می‌شود. انتقال گرما از اعماق زمین یا گرمای مکانیکی حاصل از اصطکاک باد، امواج و نیز گرمای حاصل از انواع بارشها، در قیاس با انرژی تابشی خورشید کم اهمیت جلوه می‌کنند؛ همچنانکه انرژی حاصل از امواج بلند خورشید که اتمسفر زمین آنها را جذب می‌کند، اهمیت چندانی در مقابل این امواج کوتاه ندارند. از آنجا که انرژی، در طول زمان در سطح یا اعماق زمین ذخیره نمی‌شود (از مورد ناچیز زغال، نفت و گاز صرف‌نظر کنیم)، تنها عواملی را که باعث دفع انرژی از سطح زمین می‌شوند در نظر می‌گیریم. این عوامل عبارتند از: ۱) بازتاب طبیعی تابش (I)؛ ۲) تبخیر آب (V) و ۳) انتقال گرمای محسوس به اتمسفر زمین (W). سهم هر کدام از عوامل فوق در شرایط زمانی و مکانی مختلف، متفاوت است. در قاره‌ها، مقادیر درون‌نهاده و برونداده انرژی مساوی است، به طوری که:

$$Q = I + V + W \qquad (۳\text{-}۸)$$

در این رابطه، Q، بیلان تابش؛ I، بازتاب طبیعی تابش؛ V، تبخیر آب و W، انتقال گرمای محسوس است.

در اقیانوسها، احتمال انتقال گرما توسط امواج مجاور وجود دارد؛ بنابراین، در رابطهٔ یاد شده باید گرمای کسب شده (Tz) یا از دست رفته (Ta) را نیز درنظر گرفت.

$$Q = I + V + W + (T_z\text{-}T_a) \qquad (۳\text{-}۹)$$

۱. تابش زمینی

سطح زمین و اتمسفر آن، متناسب با دمایی که دارند، طبق قانون استفان بولتزمان انرژی را از خود به صورت موج گسیل می‌کنند. با توجه به دمای معمول سطح زمین و اتمسفر، طبیعی است که امواج مزبور در محدودهٔ طول امواج بلند، یعنی بین ۴ تا ۱۰۰ میکرن، انتشار می‌یابند که به آن تابش زمینی یا تابش گرمایی می‌گویند. این گسیل، عامل مهمی در دفع انرژی سطح زمین است. طول موج شدیدترین (تابش λmax) محدودهٔ دمای کرهٔ زمین (تقریباً بین ۳۰۰ تا ۲۴۰ کلوین یا ۲۷ درجه سلسیوس در مناطق حاره‌ای و ۳۳− درجهٔ سلسیوس در مناطق قطبی) با توجه به قانون جابه‌جایی وین بین ۹/۶ تا ۱۱/۹ میکرن است که اگر تنها تابش گسیل شده از سطح زمین موردنظر باشد، این مقدار برابر با ۱۰ میکرن خواهد بود.

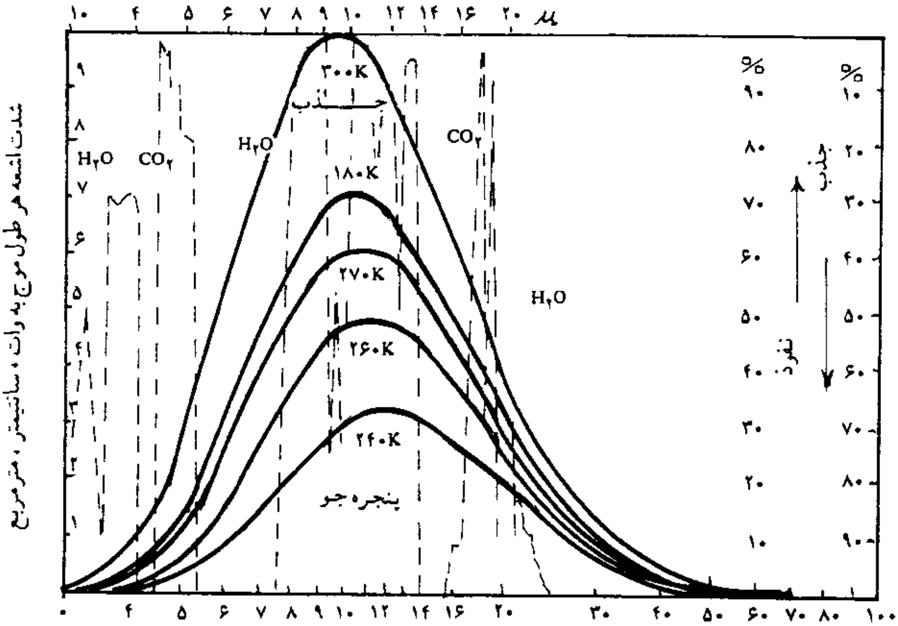
همچنین یادآوری می‌کنیم که محدودهٔ طول موج تابش خورشید (تابش موج کوتاه یا به اختصار تابش کوتاه) بین ۰/۲۹ تا ۴ میکرن است. بنابراین، محدوده‌های طول موج تابش زمینی و خورشیدی از جهات فیزیکی مختلف، با هم فرق دارند و تأثیر آنها بر جانداران، از جمله انسان، کاملاً متفاوت است. از آنچه تاکنون گفتیم نتیجه می‌شود:

۱. تابش یک سطح به ازای افزایش درجه حرارت آن به توان چهارم حرارت آن جسم صورت می‌گیرد؛ لذا تابش زمینی تنها در شب یا زمستان انجام نمی‌پذیرد، بلکه برعکس، در طول روز یا تابستان شدیدتر است، اما از آنجا که مقادیر قابل توجهی از این تابش زمینی (به ازای کالری بر سانتیمتر مربع در دقیقه) در روز یا تابستان، به وسیله تابش خورشید جبران می‌شود، اهمیت آن در این دو هنگام کمتر محسوس است.

۲. سطح خشکیها، به دلیل اینکه نمی‌تواند در مقایسه با آب، مقادیر زیادی از انرژی تابشی را در ژرفای خود انتقال دهد، بشدت گرم می‌شود، اما در اینگونه موارد باز هم مقادیر زیادی از انرژی جذب‌شده گسیل می‌شود، در حالی که توزیع انرژی در آب، چون در حجم بزرگتری صورت می‌گیرد کمتر به سطح آن منتقل می‌شود. با قطع تابش روزانه، انتقال انرژی در سطح خاک ادامه می‌یابد که نتیجهٔ آن کاهش شدید حرارت و سرانجام، تحلیل انرژی گسیل‌شده زمین است؛ بنابراین، همانگونه که گفتیم، سطح برف لایه‌ای، به هیچ‌وجه برای ذخیرهٔ گرما مساعد نیست، در حالی که قاره‌ها نسبتاً مساعدند، اما دریاها و اقیانوسها، در مقایسه با آنها، به بهترین وجهی قادر به جذب انرژی‌اند.

۲. *تأثیر اجزاء اتمسفر در تابش زمینی*

تابشی که از سطح زمین گسیل می‌شود (تابش زمینی) به گازهای مختلفی چون نیتروژن، اکسیژن، اُزن، گازکربنیک و بخار آب و ذرات جامد یا مایع (قطرات آب، آئروسلها) برخورد می‌کند که هر کدام از این مواد، خواص جذبی مخصوص به خود را دارند و محدودهٔ معینی از تابش زمینی را جذب می‌کنند (شکل ۱۴ـ۳). به طور کلی، قدرت جذب تابش توسط گازکربنیک (CO_2)، بخار آب (H_2O) و اُزن (O_3) در بسیاری از محدوده‌های مادون قرمز که تابش زمینی از نوع آن است، چشمگیر است، در حالی که سازنده‌های اصلی ترکیب اتمسفر، یعنی نیتروژن و اکسیژن، در این مورد تقریباً نقشی ندارند.



شکل ۳ـ۱۴ توزیع انرژی طیف تابش مادون قرمز مربوط به اجسام تیره با دمایی متفاوت و جذب بخشی از تابش مادون قرمز به وسیله اتمسفر (کولسون، ۱۹۷۵)

در مورد تغییرات اشعهٔ زمین در حین عبور از لایه‌های اتمسفر، این نکته مهم است که در محدوده‌های معینی (مانند باند ۴/۵ـ۵/۵ و همچنین ۸ـ۱۳ میکرن) ۱۰۰ درصد انرژی ساطع‌شده از زمین بدون کوچکترین تغییر یا حذفی عبور می‌کند و فقط قسمت باریکی از آن توسط اُزن جذب می‌شود. انرژی گسیل‌شده از زمین در باند ۵/۵ تا ۸ میکرن و به طور منقطع بین ۱۳ تا ۱۶ میکرن، به وسیله بخار آب جذب می‌شود.

قسمتهایی از طیف تابش را که بدون مانع از جوّ زمین عبور می‌کنند، پنجره اتمسفری[1] می‌نامند. برخلاف نوسانهای ضعیف گازکربنیک و اُزن در جوّ زمین، بخار آب، چه از نظر زمانی و چه از نظر مکانی، نوسانهای شدیدی دارد؛ بنابراین، در مواردی که دمای جوّ پایین است و همچنین در مناطق کاملاً خشک که بخار آب جوّ به حداقل می‌رسد، جذب تابش در محدودهٔ ۵/۵ تا ۸ میکرن، کاملاً قطع می‌شود. در این حالت، جوّ زمین پنجرهٔ بازی بین ۴/۵ تا ۱۳ میکرن پیدا می‌کند و برعکس همیشه، پنجرهٔ جوّ،

1. Atmospheric Window

در هوای مرطوب، به اندازه حداقل طبیعی خود باز است.

پنجرهٔ مادون قرمز، کاربردی مهم در عکسبرداری از سطح زمین، از فراز اتمسفر دارد. اگر گیرنده‌ای حساس به طول موج بین ۸ تا ۱۳ میکرن را در هواپیما یا ماهواره تعبیه کنند، این گیرنده می‌تواند از اشیاء سطح زمین به نحوی عکسبرداری کند که گویی اتمسفر وجود ندارد؛ بنابراین، می‌توان از ارتفاع دلخواه، حتی با وجود پوشش ابر، البته اگر کم‌ضخامت باشد و در شب‌هنگام، عکسهای مادون قرمز از چشم‌اندازهای مختلف سطح زمین، مثلاً شهرها، قصبات، کارخانه‌ها، وسایط نقلیه، مناطق و تجهیزات نظامی و غیره، تهیه کرد و به کمک آن، حتی از فاصله زیاد، دمای سطوح مختلف را اندازه گرفت. استفاده از پنجرهٔ مزبور اساس و روش کار در سنجش از دور[1] است.

مقداری از انرژی زمینتاب که بدون جذب و حذف از اتمسفر عبور می‌کند، در واقع از فضای زمین و اتمسفر آن از دست می‌رود. در حالی که بخش دیگر آن صرف گرمای اتمسفر می‌شود. در مقابل، فرایند جذب تابش خورشید توسط جوّ و ابرها و همچنین حمل انرژی از طریق تراکم بخار آب و هدایت گرمایی (به مبحث بیلان اشعهٔ بین زمین ـ جوّ مراجعه کنید)، زمینتاب طول موج بلند، مهمترین کانون تأمین انرژی اتمسفر به حساب می‌آید.

از آنجا که در جوّ نیز به طور دائم، انرژی ذخیره نمی‌شود، گرمای آن باید به نحوی پس داده شود. این خروج انرژی به صورت امواج بلند صورت می‌گیرد. قسمتی از تابش که در جهت خارج از جوّ مؤثر است، با سهمی از زمینتاب که بی‌مانع از اتمسفر عبور می‌کند، به صورت بازتاب طول موج بلند، از فضای زمین و جوّ آن خارج می‌شود، در حالی که قسمت دیگر تابش جوّ، تابش برگشتی[2] اتمسفر است که به سطح زمین برمی‌گردد و صرف گرمای آن می‌شود.

اختلاف بین زمینتاب (σT^4) و تابش برگشتی E_a را تابش مؤثر[3] می‌نامند که در واقع معرف کاهش انرژی واحد سطح در واحد زمان، در سطح زمین است؛ بنابراین:

$$E_e=\sigma T^4 - E_a \qquad (۳\text{-}۱۰)$$

1. Remote Sensing 2. Counter Radiation 3. Effective Radiation

لازم است یادآوری شود که زمینتاب به دما، و فرایند جذب امواج مادون قرمز توسط اتمسفر به رطوبت بستگی دارد. از آنجا که دو عامل دما و بخار آب هر دو پدیده‌هایی متغیرند، تابش مؤثر، پیوسته دستخوش تغییرات زمانی و مکانی است.

۳ـ۸ تأثیر گلخانه‌ای اتمسفر[1]

نتیجه مهم آنچه بیان شد این است که اتمسفر زمین با داشتن ترکیباتی چون گازکربنیک و بخار آب می‌تواند تابش بلند را جذب کند، در حالی که جذب تابش کوتاه خورشیدی توسط این دو گاز، به مقیاس بسیار اندکی صورت می‌گیرد؛ بنابراین، در اتمسفر زمین درست همان فرایندی رخ می‌دهد که در یک گلخانه می‌توان مشاهده کرد؛ زیرا شیشه تمام تابش کوتاه خورشیدی را از خود عبور می‌دهد، در حالی که مانع خروج تابش بلند زمینی می‌شود. به همین دلیل فضای گلخانه‌ها، در طول روز بسرعت گرم می‌شود. نتیجهٔ چنین فرایندی در اتمسفر، گرم‌شدن تدریجی آن در برایند تبادلات حرارتی یادشده است.

۳ـ۹ تأثیر ابر و آئروسلها (هواویزها)

معمولاً تابش مؤثر شبانه، در مواردی که آسمان صاف باشد، به ۰/۱۰۵ تا ۰/۰۷۰ کیلووات بر متر مربع یا ۰/۱۵۰ تا ۰/۱۰۰ کالری بر سانتیمتر مربع در دقیقه بالغ می‌شود، اما این مقدار در طی روز معمولاً به دلیل گرمای شدید سطح زمین، به مراتب بیشتر است. در هوای ابری، تابش مؤثر کاهش می‌یابد که میزان اُفت آن به درجهٔ تراکم و ضخامت و نوع ابر بستگی دارد. معمولاً این میزان در زیر لایه‌ای ضخیم از ابر بین ۰/۰۳۰ تا ۰/۰۲۰ کیلووات (برابر ۰/۰۴۰ تا ۰/۰۳۰ کالری بر سانتیمتر مربع در دقیقه) است که گهگاه به صفر نیز تنزل می‌کند. بررسیهای سلرز، رابطهٔ پوشش آسمان را با انواع ابرها و تابش مؤثر را در مقایسه با آسمان صاف، به شرح زیر نشان می‌دهد:

---

1. Greenhouse Effect

جدول ۳.۹ رابطه پوشش ابر با تابش مؤثر برحسب کیلووات (سلرز، ۱۹۶۵)

نوع ابر	ارتفاع به متر	مقدار بازتابش مؤثر
سیروس Ci	۱۲۲۰۰	۰/۸۴
سیرواستراتوس CS	۸۳۹۰	۰/۶۸
آلتوکومولوس AC	۳۶۶۰	۰/۳۴
آلتواستراتوس AS	۲۱۴۰	۰/۲۰
استراتوکومولوس SC	۱۲۲۰	۰/۱۲
استراتوس St	۴۶۰	۰/۰۴
نیمبواستراتوس NS	۹۲	۰/۰۱

می‌بینید که اگر پوشش آسمان از ابر تقریباً کم‌حجم سیروس باشد، تابش مؤثر به مقدار ۱۶ درصد، و اگر ابر آلتوکومولوس باشد ۶۶ درصد، و در صورتی که استراتوکومولوس باشد ۸۸ درصد کاهش می‌یابد و سرانجام اگر ابر کاملاً متراکم نیمبواستراتوس، آسمان را بپوشاند مانع کاملی در برابر تابش مؤثر می‌سازد.

گاهی در شرایط خاص (مثلاً وجود پوششی سطحی از برف همراه با درجه حرارت کاملاً پایین)، عبور یک ابر بارانزای گرم می‌تواند گرما را به سطح زمین منتقل کند. آئروسلها نیز در مقایسه با ابر، در مقیاسی ضعیفتر، باعث جذب تابش مؤثر و تابش برگشتی می‌شوند. گرچه این مواد به مقدار زیاد تابش مؤثر راکاهش می‌دهند، نمی‌توانند مانند بخار آب و گازکربنیک عامل تأثیر گلخانه‌ای باشند؛ زیرا افزایش آنها باعث کاهش مقدار تابش کوتاه خورشید می‌شود و این به دلیل افزایش آلبدوی زمین بر اثر افزایش پوشش ابر و آئروسل است، در حالی که ازدیاد گازکربنیک تأثیر گلخانه‌ای را شدید می‌کند و می‌تواند در تغییرات حرارتی و آب و هوایی نقش داشته باشد.

۳ـ۱۰ بیلان انرژی تابشی

با توجه به آنچه گفتیم، سطح زمین در مواقع تابش خورشید بخشی از تابش دریافتی را بازمی‌تاباند و بخش دیگری از آن را در قشرهای فوقانی خود جذب می‌کند. در همین روند، سطح زمین متناسب با دمای خود به شکل تابش زمینی، انرژی از دست می‌دهد. اختلاف بین این دو جریان تابش را بیلان تابش یا تابش خالص می‌نامند که عوامل مؤثر در معادلهٔ آن عبارتند از:

تابش مستقیم خورشید = $I_o \times Sin\ h$
تابش پراکنده = D
مجموع این دو، تابش کل (G) نامیده می‌شود.

انعکاس تابش کوتاه = R_k

گسیل تابش بلند = A
تابش برگشتی = E_a
نتیجهٔ اختلاف این دو، بازتابش مؤثر (E_e) نامیده می‌شود.

انعکاس تابش بلند = R_L

بنابراین، معادله بیلان تابش (Q) به صورت زیر است:

$$Q = I_o Sin\ h + D - R_k - A + G - R_L \qquad (۳\text{-}۱۱)$$

کمترین مقدار در فرمول فوق، انعکاس تابش بلند (R_L) است که سنجش مستقیم آن کمابیش مشکل است و به همین دلیل معمولاً آن را جمعاً با K محاسبه می‌کنند و به عنوان انعکاس کلی (R) درنظر می‌گیرند.

با توجه به فرمول فوق، هرگاه بیلان تابش مثبت باشد، سطح زمین گرم و هرگاه منفی باشد سرد است؛ با وجود این، تحقق دقیق این نتیجه گیری مشروط به عدم انتقال تلاطمی گرما یا سرماست.

در اینجا خصوصیات سطح زمین و پوشش آن، همانگونه که قبلاً اشاره شد، بسیار اهمیت دارد؛ بنابراین، بیلان تابش ازنظر محلّی می‌تواند تغییرات زیادی داشته باشد؛ برای مثال، آلبدوی قشری از پوشش برف در مدت ذوب آن غالباً تغییر می‌کند؛ همچنین انعکاس سطح یک شنزار، با گرمای شدید روزانه، در مقایسه با سطح آب یا مرتعی که دمای پایین‌تری دارد یکسان نیست، هر چند که تمام این سطوح در شرایط تابش یکسان باشند.

بنابراین، بیلان تابش (و نه تابش گسیل‌شده از خورشید) در گرم کردن سطح زمین و هوای مجاور تعیین‌کننده است، در حالی که انرژی دریافتی می‌تواند آب را تبخیر

یا برف را ذوب کند. هرز انرژی نیز می‌تواند از طریق گرمای نهانِ حاصل از تراکم بخار آب (به صورت شبنم یا یخچه) و شکلهای انجماد و تبلور، تا حدود زیادی جبران شود.

بیلان انرژی سیّاره زمین

شکل ۱۵ـ۳ الف، مقادیر اجزاء مختلف بیلان انرژی سیّاره زمین را در شرایط متعارف نشان می‌دهد. قبل از بررسی شکل باید متذکر شد که جریان انرژی خورشیدی یا موج کوتاه، در طول روز و جریان انرژی زمینی یا موج بلند، در طول شبانه‌روز انجام می‌گیرد.

اگر کل انرژی دریافتی سیستم سیّاره زمین را ۱۰۰ واحد در نظر بگیریم، هواویزها و ابرهای اتمسفر زمین، ۲۶ درصد آن را در فضای کیهانی بازتاب می‌دهند که از سیستم خارج می‌شود. از مابقی انرژی (۷۴ درصد) ۱۵ واحد توسط هواویزهای اتمسفر و ۳ درصد توسط ابرها، در اتمسفر جذب می‌شود. این انرژی جذب‌شده، تبدیل به حرارت محسوس می‌شود و دمای اتمسفر را بالا می‌برد. ذرات موجود در اتمسفر، پس از گرم شدن شروع به تشعشع در موجهای بلند طیف می‌کنند. باقیماندهٔ ۱۰۰ واحد انرژی، یعنی ۵۶ واحد (۱۸ـ۷۴)، به صورت انرژی مستقیم و غیرمستقیم (تابش کلی یا G) به سطح زمین می‌رسد. از این انرژی تابشی رسیده به سطح زمین که آن را تابش ورودی خورشیدی می‌نامیم، ۶ واحد به فضای کیهانی منعکس می‌شود که با ۲۶ واحد انعکاس سطح ابر و هواویزها، جمعاً ۳۲ واحد آلبدوی سیّاره زمین را تشکیل می‌دهد و ۵۰ واحد بقیه را زمین جذب می‌کند. این انرژی جذب‌شده دمای زمین را بالا می‌برد. از آنجا که سیستم دمایی زمین باز و از این رو همیشه ثابت است، دمای کسب‌شده باید به طریقی دفع شود. دفع انرژی از زمین به سه شکل انجام می‌گیرد. از ۵۰ واحد انرژی جذب‌شده، ۲۱ واحد به صورت تابش در محدوده مادون قرمز (تابش زمینی) دفع می‌شود. از این ۲۱ واحد، ۸ واحد مستقیماً و بدون هیچ مانعی از طریق پنجره‌های اتمسفر به فضای کیهانی گسیل و از سیستم خارج می‌شود. ۱۳ واحد باقیمانده (۸ـ۲۱) را عناصر اتمسفر، مانند گازکربنیک، بخار آب و اُزن، در نوارهای جذبی طیف الکترومغناطیسی اتمسفر جذب می‌کنند و دمای اتمسفر را بالا می‌برند. از باقیماندهٔ ۵۰ واحد انرژی جذب‌شده، یعنی ۲۹ درصد (۲۱ـ۵۰)، به میزان ۹ واحد از طریق رسانایی مولکولی به هوای بالای سطح زمین منتقل می‌شود که آن را حرارت محسوس می‌نامند و از سیستم زمینی وارد سیستم اتمسفر می‌شود. باقیماندهٔ ۵۰ واحد انرژی دریافتی زمین، یعنی ۲۰ واحد (۲۰=(۹+۲۱)−۵۰) صرف تبخیر آبها

می‌شود و به صورت انرژی نهانی بخار آب از زمین خارج و به سیستم اتمسفر وارد می‌شود. در مجموع، انرژی دریافتی اتمسفر ۴۲ واحد (۴۲=۲۰+۹+۱۳) انرژی موج بلند زمینی و ۱۸ واحد انرژی موج کوتاه خورشیدی است. به این ترتیب، زمین در مقایسه با خورشید سهم بیشتری در گرم کردن اتمسفر دارد. البته اتمسفر نیز مانند زمین، سیستمی باز است و در نتیجه باید در حالت موازنه باشد؛ در نتیجه، تمام انرژی جذب‌شده را به صورت انرژی موج بلند به بیرون از سیستم، یعنی به فضای کیهانی، می‌تاباند.

با توجه به شکل ۱۵ـ۳، موارد زیر را می‌توان نتیجه گرفت:

۱. زمین ۵۰ واحد انرژی جذب می‌کند و آن را به صورت انرژی تابشی بلند (۲۱ واحد)، انرژی حرارتی محسوس (۹ واحد) و انرژی نهانی بخار آب (۲۰ واحد) پس می‌دهد؛ بنابراین، همیشه در حالت موازنهٔ انرژی قرار دارد.

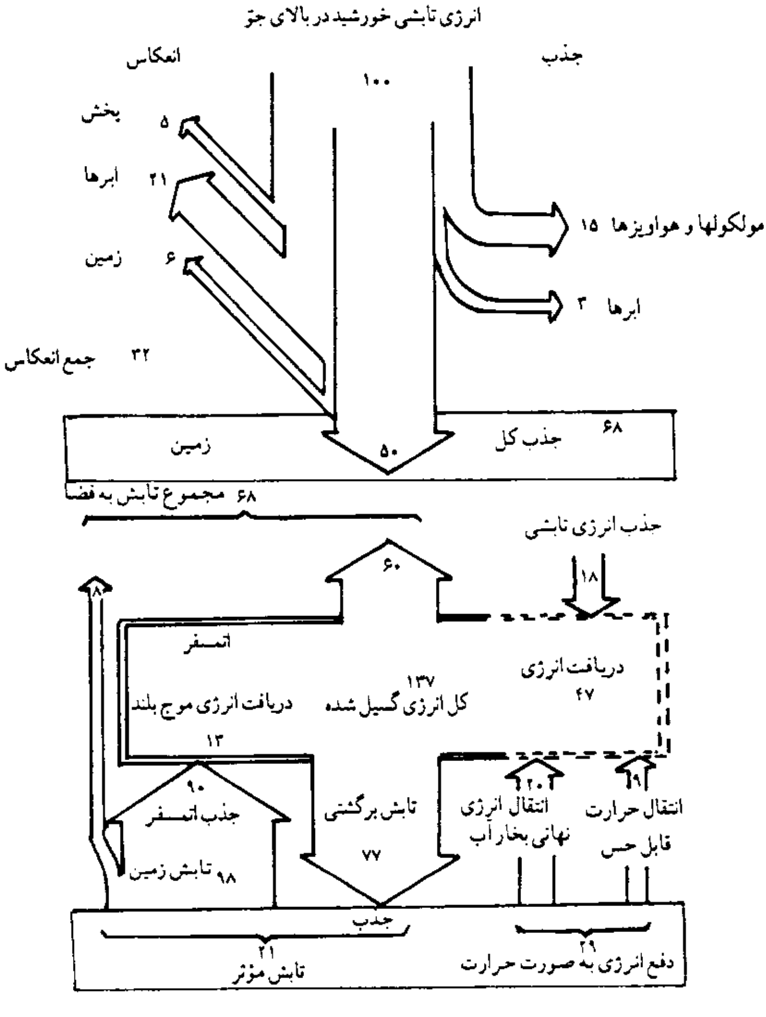
۲. اتمسفر زمین از تابش موج کوتاه خورشیدی و تابش موج بلند زمینی، در مجموع ۶۰ واحد جذب خالص دارد و همه آن را هم به صورت تابش موج بلند به فضای کیهانی گسیل می‌کند.

۳. سیاره زمین، سیستمی بزرگ است که در بیرون از اتمسفر، ۱۰۰ واحد انرژی از خورشید دریافت می‌کند و تمام این انرژی را به طرق زیر به فضای کیهانی پس می‌دهد: تابش موج بلند اتمسفری تا ۶۰ واحد؛ تابش موج بلند زمینی، ۸ واحد؛ انعکاس از طریق ابرها، ۲۱ واحد؛ انعکاس از طریق هواویزهای اتمسفر، ۵ واحد؛ و از طریق آلبدوی سطح زمین، ۶ واحد.

تمام سیستم کرهٔ زمین و سیستمهای فرعی آن، یعنی زمین جامد و اتمسفر، از نظر مبادلهٔ انرژی در حالت موازنه هستند و کوچکترین تغییر در جریان انرژی هر کدام از اینها، موازنهٔ حیات را به هم می‌زند.

همانطور که اشاره کردیم، سیستمهای فرعی زمین و اتمسفر، در طول شبانه روز تابش انرژی دارند. اگرچه نتیجهٔ کار همان است که گفتیم، میزان مبادلهٔ انرژی بین این دو سیستم جالب است. علاوه براینکه زمین جامد و اتمسفر در طول روز و با وجود خورشید، مبادلهٔ انرژی انجام می‌دهند، شب‌هنگام در طول شبانه‌روز، سطح زمین ۹۰ واحد انرژی موج بلند به اتمسفر می‌تاباند (در شکل ۱۵ـ۳) این مقدار انرژی، به علاوهٔ مقادیر جذب‌شدهٔ آن از طریق تابش موج کوتاه (۱۸ واحد) و حرارت محسوس و حرارت نهانی بخارآب (۹+۲۰) جمعاً ۱۳۷ واحد می‌شود که باعث گرم‌شدن اتمسفرخواهد شد. ترکیبات

اتمسفر بر اثر گرم‌شدن شروع به تابش می‌کنند، مقداری از این تابش (۶۰ واحد) به فضای کیهانی گسیل شده، از سیستم خارج می‌شود. مقدار ۷۷ واحد آن نیز برگشتی اتمسفر را تشکیل می‌دهد که به طرف زمین گسیل می‌شود؛ بنابراین، تفاوت تابش زمینی و تابش برگشتی اتمسفر در یک شبانه روز، ۱۳ واحد است و این همان تابش مؤثر زمینی است.



شکل ۳.۱۵ نمودار بیلان انرژی تابشی (استرالر[1]، ۱۹۸۴)

1. Strahler

اختلاف محلّی بیلان تابش در سطح کرهٔ زمین

اختلاف محلّی بیلان تابش و تغییرات زمانی آن در سطح زمین، از یک طرف با عوامل اقلیم تابشی (زاویه و مدت زمان تابش)، و از طرف دیگر به واسطهٔ اختلاف زمانی و مکانی به وجود می‌آید که باعث تغییر در تبادلات تابشی بین اتمسفرو سطح زمین می‌شوند؛ بنابراین، بیلان تابشی در نواحی مختلف سطح کرهٔ زمین، همانگونه که شکل ۱۶ـ۳ نشان می‌دهد، تفاوتهای زیاد دارد که فهرست‌وار به آنها اشاره می‌کنیم:

۱. سطح اقیانوسهای جنب‌حارّه‌ای، مناطق پرانرژی را تشکیل می‌دهند. نواحی یادشده با ۱۲۰ کیلوکالری به ازای هر سانتیمتر مربع در سال، نسبت به آبهای نزدیکتر به استوا اندکی انرژی بیشتر دریافت می‌کنند.

۲. بین عرضهای جغرافیایی ۵۰ تا ۳۰ درجه، در هر دو نیمکره، اختلاف انرژی شدیدی وجود دارد که نتیجه مقادیر بالای انرژی در نواحی حارّه و کاهش آن در نواحی جنب‌قطبی است. در نواحی جنب‌قطبی، مقادیر انرژی ۴ تا ۶ برابر کمتر از نواحی حارّه است.

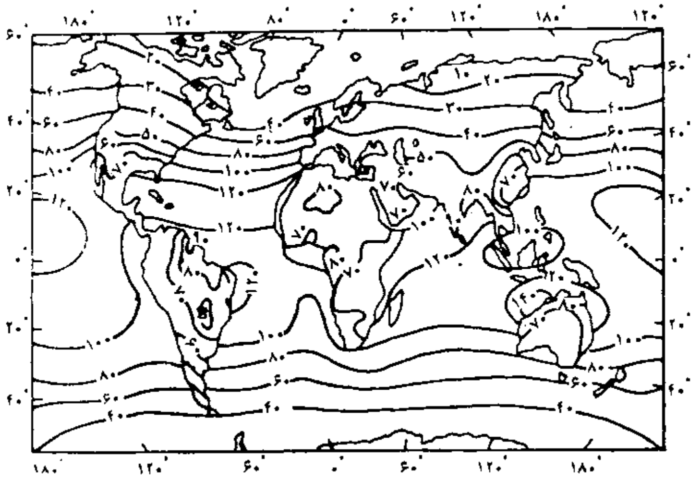
۳. در تمام نواحی سطح زمین، اقیانوسها نسبت به خشکیهای مجاور خود بیلان بیشتری دارند.

۴. اختلاف بیلان در نواحی جنب‌حارّه شدیدتر است و بویژه، بین صحرای افریقا (با ۶۰ کیلوکالری) و آبهای اقیانوس اطلس در مجاورت آن (با ۱۲۰+ کیلوکالری) کاملاً چشمگیر است.

گفتنی است که برخلاف میزان بیلان، حداکثر تابش کلی که تابش موج کوتاه است، نه تنها در نواحی اقیانوسهای مناطق گرمسیر، بلکه در خشکیهای حواشی آن (در قاره‌ها) نیز وجود دارد و دلیل آنکه در تحلیل نهایی، بیلان تابش در خشکیهای حواشی مناطق گرمسیری کمتر از اقیانوسهاست، شدت تابش مؤثر، در نتیجهٔ حرارت شدید سطح خشکیها و نیز ناچیز بودن مقدار بخار آب در آنهاست. اختلاف شدید بین تابش خورشید و تابش زمین باید در روند روزانهٔ دما تأثیر بگذارد. برهمین منوال، اما در مقیاس کوچکتر، این موضوع در مورد اختلاف بین دریا و خشکی، در همهٔ عرضهای جغرافیایی صدق می‌کند، و این خود دلیلی است برقاره‌ای یا اقیانوسی بودن یک اقلیم.

به طور متوسط باید زیادی انرژی بیلان سالانه در یک محل، از طریق پسداد انرژی، به طرق مختلف جبران شود و این انتقال همانطور که اشاره شد، از طریق انتقال

عمودی گرمای محسوس به جوّ انجام می‌گیرد که به واسطه تابش، از آنجا به فضای خارج از جوّ منتقل می‌شود. وسیله دیگر برقراری تعادل توسط انتقال گرمای محسوس با حرکات افقی هوا و جریان آبها و نیز انتقال انرژی یا جذب گرمای نهان توسط بخار آب انجام می‌گیرد.



شکل ۱۶-۳ پراکندگی جغرافیایی جمع سالانه بیلان انرژی تابشی به کیلوکالری در سانتیمترمربع (کندراتیف[1]، ۱۹۶۹)

از آنچه در مورد توزیع جغرافیایی بیلان تابش گفتیم نتیجه می‌شود که:

۱. بیلان تابشی متعادلتر اقیانوسها، در مقابل قاره‌ها، انتقال بخار آب را از آبها به خشکیها ممکن و بخش عمده گردش آب را در سطح زمین تضمین می‌کند.

۲. کانون اصلی بخار آب جوّ، اقیانوسهای گرمسیری‌اند.

۳. اقیانوسهای گرمسیری، مناطق اصلی حمل و صدور گرما، به صورت جریانهای گرم آب و هوایی نیز هستند.

۴. حواشی خشکیهای مناطق گرمسیری، با وجود بیلان تابش ضعیف، سطح گرم زمین محسوب می‌شوند؛ زیرا در این مناطق، به دلیل عدم تبخیر، انرژی به طور کامل به گرمای محسوس تبدیل می‌شود و از طریق انتقال به نواحی دیگر که بیلان ضعیفتری دارند، بتدریج تعادل ایجاد می‌شود. جدول ۱۰-۳ بیلان تابش ماهانه را برای عرضهای جغرافیایی، برمبنای کیلوکالری در سانتیمتر مربع نشان می‌دهد.

---

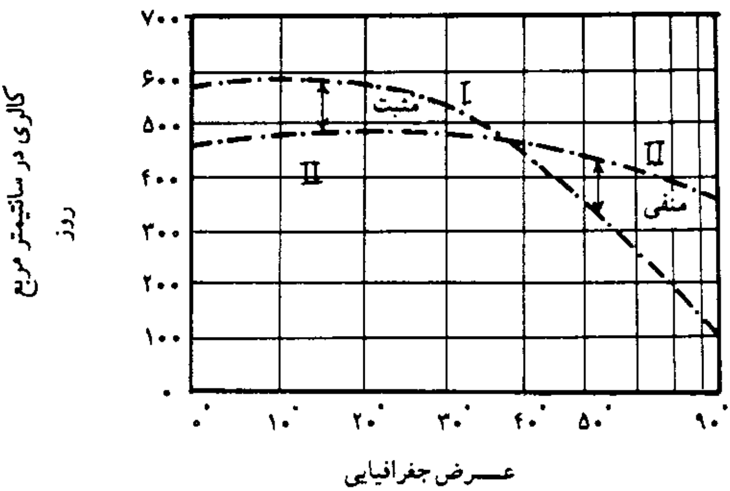
1. Kondratyev

جدول ۳.۱۰ میانگین ماهانهٔ بیلان اشعه برای عرضهای مختلف جغرافیایی به کیلوکالری در سانتیمتر مربع (کسلر[1]، ۱۹۶۸)

عرض شمالی	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر
۶۵	-۲/۵	-۲/۶	-۱/۶	+۰/۳	+۳/۶	+۶/۲	+۶/۲	+۳/۸	+۰/۲	-۲/۴	-۲/۷	-۲/۷
۶۰	-۱/۶	-۰/۸	+۰/۵	+۲/۴	+۵/۶	+۷/۹	+۷/۳	+۵/۵	+۲/۸	۰/۰	-۱/۲	-۱/۷
۵۰	-۰/۹	۰/۱	+۱/۸	+۵/۰	+۷/۰	+۷/۶	+۷/۳	+۵/۸	+۴/۰	+۱/۶	-۰/۴	-۱/۰
۴۰	+۰/۹	+۲/۳	+۴/۴	+۷/۱	+۸/۳	+۸/۷	+۸/۸	+۸/۰	+۶/۱	+۳/۷	+۱/۶	+۰/۶
۳۰	۳/۳	۴/۹	۶/۸	۸/۶	۹/۶	۱۰/۱	۱۰/۴	۹/۷	۸/۳	۶/۲	۳/۹	۳/۰
۲۰	۶/۱	۷/۸	۹/۳	۱۰/۲	۱۰/۷	۱۰/۶	۱۰/۴	۹/۷	۹/۳	۸/۵	۶/۷	۵/۷
۱۰	۷/۶	۹/۰	۱۰/۰	۹/۹	۹/۶	۸/۹	۸/۸	۸/۷	۸/۷	۸/۸	۸/۰	۷/۵
۰	۸/۳	۸/۸	۹/۱	۸/۷	۸/۴	۸/۳	۷/۹	۸/۳	۸/۹	۹/۲	۸/۷	۸/۵
عرض جنوبی												
۱۰	۱۰/۱	۱۰/۲	۹/۵	۹/۰	۷/۹	۷/۳	۷/۱	۸/۱	۹/۲	۱۰/۰	۰/۱	۱۰/۱
۲۰	۱۱/۱	۱۰/۶	۹/۴	۷/۷	۵/۹	۵/۰	۵/۳	۶/۵	۸/۱	۹/۴	۱۰/۶	۱۱/۱
۳۰	۱۱/۵	۱۰/۱	۸/۲	۵/۷	۳/۷	۳/۰	۳/۴	۴/۷	۶/۶	۸/۲	۱۰/۲	۱۱/۷
۴۰	۱۰/۸	۸/۳	۶/۲	۳/۷	۱/۵	۰/۹	۱/۶	۲/۹	۴/۸	۶/۸	۹/۴	۱۱/۲
۵۰	+۷/۸	+۵/۹	+۳/۸	+۱/۸	-۰/۴	-۰/۸	-۰/۳	+۰/۷	+۲/۹	+۵/۱	+۷/۵	+۸/۴
۶۰	+۷/۰	+۵/۱	+۲/۹	+۱/۰	-۰/۵	-۲/۳	-۲/۲	-۱/۹	+۱/۲	+۴/۰	+۷/۰	-۷/۵
۶۵	+۲/۴	+۰/۵	-۰/۴	-۱/۶	-۱/۹	-۲/۰	-۲/۰	-۱/۷	-۱/۳	-۰/۶	-۰/۶	-۲/۲

1. Kessler

گردش عمومی اتمسفر، عامل اساسی شکلهای مختلف انتقال انرژی (گرم‌شدن هوا، تبخیر و گرم شدن آب) است و باعث می‌شود که هوای گرم حارّه به عرضهای بالاتر راه یابد و انرژی خود را به آنجا منتقل کند. بخار آب موجود در هوا هم در عرضهای بالاتر متراکم می‌شود و انرژی‌ای را که جذب کرده است، به محیط جدید پس می‌دهد. همینطور آب گرم منطقه حارّه هم به عرضهای بالاتر حرکت کرده، انرژی اضافی خود را در آنجا آزاد می‌کند. سهم این هر سه طریق در انتقال انرژی، نسبتاً مساوی است.



شکل ۳.۱۷ متوسط بیلان تابش در تروپوسفر و سطح زمین. منحنی I معرف جذب تابش کوتاه خورشید و منحنی II نشاندهندهٔ بازتاب تابش بلند زمین است. بیلان تابش تقریباً در فاصله استوا و ۳۵ درجه، مثبت و در عرضهای بالاتر از آن منفی است.

میزان انتقال انرژی در عرضهای مختلف فرق می‌کند و حداکثر آن در حوالی ۴۰ درجه، در مرز پایین مناطق کم‌انرژی و پرانرژی صورت می‌گیرد. شکل ۱۷ـ۳ میزان جذب انرژی اشعهٔ کوتاه و تابش اشعهٔ بلند را در تمام عرضهای جغرافیایی نشان می‌دهد. در حالی که از استوا تا حوالی تقریباً ۳۵ درجه میزان دریافت انرژی از پسداد آن بیشتر است، از عرض مزبور تا مناطق قطبی، پسداد انرژی بیش از دریافت آن است و این خود عامل اصلی ایجاد گردش عمومی اتمسفر است که هدف نهایی آن موازنهٔ توزیع انرژی در داخل سیستم بزرگ اتمسفر سیّاره زمین است.

جمعبندی

خورشید مهمترین منبع انرژی برای زمین و عامل اصلی توزیع زمانی و مکانی عناصر

دما، فشار و رطوبت، و در نتیجه، عامل ایجاد ویژگیهای اقلیمی در مناطق مختلف سطح کرهٔ زمین است. انرژی خورشید، از طرفی از قانون گسیل انرژی (قانون استفان بولتزمان) تبعیت می‌کند که براساس آن انتشار انرژی به صورت امواج الکترومغناطیسی صورت می‌گیرد، و از طرف دیگر، می‌توان گسیل آن را به صورت انتشار ذره‌ای (کوانتمی) فرض کرد. نقش امواج ذره‌ای بیشتر از طریق یونیزاسیون و در تظاهرات نورانی لایه‌های فوقانی جوّ جلوه می‌کند، امواج الکترومغناطیسی در کنشهای فتوشیمیایی و گرمایی اتمسفر و سطح زمین نقش عمده‌ای دارند.

مقدار انرژی امواج الکترومغناطیسی با طول موج، سرعت و فرکانس رابطه‌ای مشخص دارد (فرمول پلانک) و با توجه به رابطهٔ معکوس بین طول موج حداکثر طیف انرژی اشیاء مختلف با دما (قانون وین)، ملاحظه می‌کنیم که خورشید حداکثر انرژی طیف خود را در ۰/۵ و زمین در ۹/۷ میکرن گسیل می‌دارد؛ به عبارت دیگر، خورشید بیشترین امواج خود را در طول موج کوتاه (۴ـ۰/۲۹ میکرن) و زمین در طول موج بلند (۱۰۰ـ۴ میکرن) گسیل می‌کند و از این رو، به اولی تابش موج کوتاه خورشید و به دومی تابش موج بلند زمین اطلاق می‌شود.

شدت انرژی دریافتی واحد سطح از خورشید را در مرز جوّ، به طور متوسط، معادل با ۱/۹۵ کالری در دقیقه محاسبه کرده‌اند که به ثابت خورشیدی موسوم است. اعتبار کمیت ثابت خورشیدی در صورتی است که فرض کنیم سطح مزبور عمود بر پرتو خورشید باشد؛ با این حال، رقم مزبور، به دلیل تغییر فاصلهٔ زمین با خورشید، در طی حرکت دورانی به دور خورشید، دستخوش تغییر بوده، مقدار آن در زمستان بیشتر و در تابستان کمتر می‌شود.

به طور کلی، شدت انرژی تابشی خورشید در یک سطح معین، به چهار عامل فاصله زمین از خورشید، زاویه تابش، مدت زمان تابش و مقدار انرژی گسیل‌شده از خورشید بستگی دارد. به طور کلی، روند تغییرات متفاوت روزانه و سالانه باعث می‌شود که میزان دریافت انرژی خورشید در مناطق مختلف سطح کرهٔ زمین متفاوت باشد و درنتیجه، بیلان انرژی در نواحی مختلف زمین متفاوت می‌شود.

اجزاء تشکیل‌دهندهٔ جوّ زمین بخشی از انرژی خورشید را جذب و مقداری از آن را منعکس و پراکنده می‌کنند. مولکولهای هوا، قطرات ریز آب و به طور کلی هواویزهای مختلف موجود در جوّ، باعث انعکاس و پخش امواج تابش خورشید می‌شوند،

در حالی که گازکربنیک و بخار آب عامل جذب انرژی خورشید در محدوده بلند طیفند و باعث گرمای اتمسفر می‌شوند. با توجه به نقش جوّ در پخش، انعکاس و جذب انرژی خورشیدی، نتیجه می‌شود که حدود $\frac{1}{3}$ از این انرژی، حین عبور از اتمسفر زمین حذف می‌شود. با این حساب، کل انرژی که از تابش مستقیم و پراکندهٔ خورشید به سطح زمین می‌رسد، یعنی تابش کلی، مهمترین منبع انرژی برای سطح زمین محسوب می‌شود.

توجه به توزیع انرژی تابش کلی در سطح زمین نشان می‌دهد که حداکثر میزان انرژی تابش کلی بر روی خشکیها و در امتداد مدارین رجعت وجود دارد، اما در عرضهای بالا، با افزایش درجه پوشش ابر، از مقدار آن کاسته می‌شود و رقم سالانهٔ آن کاهش می‌یابد. تأثیر ابر برروی جزایر نسبت به خشکیها نیز قابل توجه است.

تفاوت طبیعت و تنوع پوشش سطح زمین نیز در مقادیر تابش کلی تأثیر بسزایی دارد. معمولاً بخشی از تابش کلی که به واسطهٔ ضریب انعکاس (آلبدو) اجسام برگشت داده می‌شود، نقشی در تبادلات گرمایی ندارد. بدیهی است سطحی با آلبدوی کم (نظیر سطح اسفالت با آلبدوی ۵ تا ۱۰ درصد) مقادیر زیادی از انرژی تابشی را جذب و گرمای زیادی کسب می‌کند.

البته نه تنها آلبدو، بلکه هدایت انرژی گرمایی و گرمای ویژه در میزان و نحوه سرعت گرم شدن قسمتهای مختلف سطح زمین، نقش تعیین‌کننده‌ای دارد. این امر، در مقایسهٔ زمین عاری از پوشش گیاهی با سطوح پوشیده از آب، برف یا رستنیها، نقش سطوح مختلف را در میزان کسب انرژی خورشید و تبادلات گرمایی، بروشنی نشان می‌دهد.

انرژی حاصل از تابش کلی درزمین باقی نمی‌ماند و ذخیره نمی‌شود، بلکه به واسطهٔ مکانیسمهای مختلف، از قبیل تبخیر، گرمای محسوس و تابش، به خارج از سطح زمین منتقل می‌شود. گسیل انرژی از زمین (زمینتاب)، متناسب با دمای آن (طبق قانون بولتزمان) به صورت امواج بلند صورت می‌گیرد که حداکثر شدت آن در محدوده ۱۰ میکرن متمرکز است.

نقش بخار آب و گازکربنیک جوّ که در طول موجهای بلند باند جذبی دارند، در جذب بخش قابل ملاحظه‌ای از زمینتاب، بسیار اهمیت دارد. این نکته بویژه با توجه به مسألهٔ افزایش احتمالی دمای جوّ در سالهای آینده با افزایش مصنوعی گازکربنیک قابل تأمل است (به فصل نهم مراجعه کنید).

عبور بدون مانع بخشی از زمینتاب (طول موجهای ۴/۵ تا ۵/۵ و ۸ تا ۱۳ میکرن)

از اتمسفر، پنجرهٔ مادون قرمز جوّ را به وجود می‌آورد که در عکسبرداری از سطح زمین از بالای جوّ بسیار کاربرد دارد.

زمینتاب پس از جذب تابش خورشید توسط جوّ و ابرها و همچنین حمل انرژی از طریق تبخیر و هدایت مولکولی یا گرمای محسوس، مهمترین عامل تأمین انرژی جوّ به حساب می‌آید، اما انرژی در اتمسفر هم به طور دائم ذخیره نمی‌شود، بلکه گرمای اتمسفر با پسداد انرژی توسط تابش اتمسفری، به صورت امواج بلند مادون قرمز از میان می‌رود. بخشی از آن تابش اتمسفری که تابش برگشتی نامیده می‌شود، به سمت سطح زمین می‌آید و بخش دیگر آن متوجه فضای خارج از جوّ می‌شود که با آن بخش از انرژی زمینتاب که بدون مانع از پنجرهٔ مادون قرمز جوّ عبور می‌کند، تابش بلند سیّاره زمین را تشکیل می‌دهد. تفاضل بین انرژی زمینتاب و تابش برگشتی جوّ را که معرف دفع انرژی در واحد سطح و زمان برای هر نقطه از سطح کرهٔ زمین است، تابش مؤثر می‌نامند.

تأثیر گلخانه‌ای اتمسفر را که یکی از ویژگیهای مهم آن است، می‌توان با توجه به نقش اتمسفر زمین نسبت به امواج کوتاه و بلند که مانند شیشه یک گلخانه، امواج کوتاه را بسهولت از خود عبور می‌دهد اما مانع خروج امواج بلند می‌گردد، درک کرد.

حاصل فرایندهای مربوط به تشعشع خورشید، در سیستم زمین - جوّ، تعادلی است که به طور متوسط در درازمدت به دست می‌آید. در حقیقت سطح زمین و جوّ آن در درازمدت، همان مقدار انرژی دریافت می‌کنند که توسط امواج بلند به فضای بین سیّاره‌ای و کیهانی گسیل می‌دارند.

بدیهی است که تصویر فوق از بیلان انرژی تابشی، برای کل سیّاره زمین و در درازمدت اعتبار دارد و با توجه به عوامل مؤثر و متغیر در مکانیسم تبادلات انرژی (وجود بخار آب، تفاوت در آلبدوی سطح زمین، تغییرات زاویه تابش، میل خورشید و غیره)، در زمان و مکانهای مختلف، در سطح کرهٔ زمین، مناطقی پرانرژی و کم‌انرژی به وجود می‌آید (شکل ۱۶-۳). از دیدگاه اقلیمی موارد زیر در تراز انرژی اهمیت بسیار دارند.

۱. سطح اقیانوسهای جنب‌حارّه، مناطق پر انرژی را تشکیل می‌دهند. مقادیر سالانهٔ بیلان انرژی در اینگونه مناطق با ۱۲۰ کیلوکالری به ازای هر سانتیمتر مربع، مناطق حداکثر انرژی را در سطح کرهٔ زمین ایجاد می‌کند.

۲. مناطق جنب‌قطبی و بالاتر از آن، با ۲۰ تا ۳۰ کیلوکالری حدوداً ۴ تا ۶ بار کمتر انرژی دریافت می‌دارند.

۳. به طور کلی، در تمام نواحی سطح کرهٔ زمین، سطح اقیانوسها نسبت به خشکیهای مجاور خود بیلان بیشتری دارند و از این لحاظ، درست برعکس وضعیت تابش کلی است که در سطح خشکیها مقدار بیشتری دارد. این نکته نقش آبها را در جذب بیشتر انرژی خورشید، بخوبی نشان می‌دهد.

۴. حواشی خشکیهای مناطق حارّه، با وجود داشتن بیلان انرژی کمتر نسبت به آبهای مجاور خود، سطح گرم کرهٔ زمین محسوب می‌شود؛ زیرا در این مناطق، به دلیل عدم تبخیر، انرژی به طور کامل به گرمای محسوس تبدیل و صرف گرم کردن هوا می‌شود.

حاصل تفاوت در بیلان انرژی، تبادلهای وسیع انرژی است که جریانهای اقیانوسی و دینامیک توده‌های هوا، به صورت گردش عمومی هوا (طی گردش سیّاره‌ای)، بین عرضهای پایین و بالای جغرافیایی صورت می‌دهد و به تشکیل شکلهای مختلف سیستمهای سینوپتیک در ابعاد متفاوت و با تظاهرات متنوع جوّی می‌انجامد.

کتابنامهٔ فصل

صمیمی، ج.؛ «انرژی خورشیدی برای ایران»، مجلهٔ فیزیک؛ جلد سوم، شماره ۲، ۱۳۶۴.

Boucher, K. (1975); *Global Climates;* New York: John Wiley & Sons.

Budyko, M. I. (1985); *The Heat Balance of The Earth's Surface;* Washington: US Department of Commerce, Weather Bureau.

Coulson, K. L. (1975); *Solar and Terrestrial Radiation;* New York and London.

Kessler, A. (1968); *Globalbilanzen Von Klimaelementen;* Inst. f. Meteor. U. Klimatologie der TU. Hannover.

Kondratyev, K. Y. (1969); *Radiation in the Atmosphere;* New York and London.

———— (1972); *Radiation Processes in the Atmosphere;* Geneve: WMO.

Liljequist, H. Gösta (1986); *Allgemeine Meteorologie.*

Meinardus, W. (1933); *Handbuch de Geograph*; Wiss. Bd. I Potsdam.

Neuberger, H. M. and J. Cahir (1969); *Principles of Climatology;* New York.

Sellers, W. D. (1965); *Physical Climatology;* Chicago and London.

Strahler, A. N. and A. H. Strahler (1984); *Elements of Physical Geography;* 3rd ed., New York: John Wiley & Sons.

Weischet, W. (1977); *Ein führung in die Allgemeine Klimatologie;* Teubner, Studienbücher.

فصل چهارم

دما

۱ـ۴ عوامل مؤثر در دما

مقداری از انرژی تابشی خورشید توسط عوارض سطح زمین جذب شده، تبدیل به انرژی حرارتی می‌شود. این انرژی، به شکل «دما» یا درجهٔ حرارت جلوه می‌کند.

در بین عناصر اقلیمی مختلف، دما و همچنین بارش اهمیت خاصی دارند. گرچه اصلی‌ترین عامل ایجاد دما، انرژی حاصل از جذب تابش کوتاه خورشیدی در سطح زمین است، عوامل دیگری نیز در چگونگی دمای مناطق مختلف سطح زمین تعیین‌کننده‌اند که به ترتیبی که در پی می‌آید، به بررسی آنها می‌پردازیم:

۱. شرایط تابشی و ارتباط آنها با عوارض سطح زمین؛
۲. هدایت گرمایی در قشر فوقانی سطح زمین؛
۳. ارتفاع از سطح زمین؛
۴. ناهمواری و جهت آفتابگیری[1]؛
۵. جابه‌جایی افقی و عمودی هوا؛
۶. ابرناکی؛
۷. جریانهای اقیانوسی.

تأثیر تابش

دمای مناطقی که در معرض تابش شدید خورشیدند، در صورتی که بخش قابل‌ملاحظه‌ای از این تابش جذب شود، بالاست. اگر شرایط تابشی، همانند مناطق گرمسیری، در تمام طول سال بالا باشد، نوسان سالانه دمای زیاد حاکم بر محیط، چندان

1. Exposition

زیاد نیست. برعکس، در مناطق معتدل و عرضهای بالا تغییرات سالانه تابش بسیار مشخص و در نتیجه نوسان سالانهٔ دما نیز شدید است.

اتلاف شدید انرژی تابش از سطح زمین، به کاستن دمای محل منجر می‌شود؛ بنابراین، جذب یا هرز تابش در سطح زمین، برای روند روزانه و سالانهٔ دما، چه از نظر کمّی و چه از نظر کیفی، تعیین‌کننده است.

آلبدوی سطوح مختلف، در میزان جذب تابش خورشیدی، عامل تعیین‌کننده‌ای است. در حقیقت، آلبدوی شدید، توان جذب تابش را ضعیف می‌کند و برعکس، آلبدوی ضعیف، با توان جذب شدید تابش همراه است. در این رابطه، آنچه تعیین‌کننده است، این است که جذب مزبور تنها در سطحی‌ترین قشر یا تا اعماق قابل‌توجهی از سطح زمین انجام می‌گیرد. مقایسه آب، خشکی و پوشش برف با یکدیگر، این نکته را بخوبی نشان می‌دهد.

آب دریاها تابش خورشید را بشدت جذب می‌کند. این انرژی تا اعماق زیاد در آب نفوذ می‌کند و در بخش وسیعی از آن توزیع می‌شود. سطوح سنگ و شن نیز به اندازهٔ کافی، توان جذب تابش را دارند، اما این جذب، تنها در سطحی‌ترین قشر آنها انجام می‌پذیرد. در مقابل، برف توان جذب ناچیزی دارد و انرژی تابشی تنها تا اعماق نیم الی یک متری آن می‌تواند نفوذ کند.

بنابراین، سطوح مختلف در شرایط یکسان تابش و تأثیر یکسان عوامل گوناگون جوّی، دمای متفاوتی خواهند داشت. بدینگونه است که آب دریا در طول روز به مقدار ناچیز، و سطح شنزار به مقدار زیاد گرم می‌شود، اما در مورد سطح برفی، شرایط پیچیده‌تری حاکم است که به حالت برف بستگی دارد. در حالی که دما در برف در حال ذوب، تقریباً ثابت و میزان آن در حول صفر درجه سانتیگراد باقی می‌ماند، در موارد نزول برف خشک و تازه، در صورتی که دمای هوا کمتر از صفر درجه باشد، دمای سطح برف بشدت دستخوش تغییر می‌شود.

برای شناخت نوسان دما در سطح زمین و قضاوت در مورد آن، باید به مکانیسم هدایت انرژی جذب شده به لایه‌های زیرین توجه کرد. در حقیقت، گرما جز مفهومی برای توجیه انرژی حرکتی مولکولها و درنهایت، اتمها نیست. معمولاً گرما از نقاطی که دمای بیشتری دارند، به سمت نقاطی که دمای کمتری دارند جریان می‌یابد. قدرت هدایت گرمایی، یک ثابت فیزیکی است که برای شیء جامد، پیوسته عددی است معین.

گازها و مایعات، گرما را از طریق دیگری نیز می‌توانند منتقل کنند که بسیار مؤثرتر است. در ورای سرعتی بحرانی که به شرایط مختلف، از قبیل دما، فشار و ماهیت سیال بستگی دارد، حرکتی نامنظم و گردابی در جریان مایعات و گازها به وجود می‌آید که کمابیش اجزاء مایع یا گازی را از محیط اطراف خود جدا و با اجزاء محیط جدید مخلوط می‌کند. از طریق این آمیختگی، ویژگیهای مشخص این اجزاء (مانند دما، اندازه حرکت و تعداد ذرات) به محیط جدید منتقل می‌شوند. به این حرکات نامنظم و گردابی، تلاطم می‌گویند که یکی از ویژگیهای گازها و مایعات (از جمله هوا و آبها) است. در موارد انتقال حرارت از طریق مولکولی، خصوصیات ویژه هر مولکول بر اثر حرکات نامنظم مولکولی انتقال می‌یابد که اینگونه انتقال بمراتب کمتر از انتقال از طریق حرکات تلاطمی مؤثر است، اما در اجسام جامد، گرما تنها از طریق هدایت مولکولی یا اتمی انتقال می‌یابد؛ زیرا مولکولها و اتمها در جایگاههای هندسی و فیزیکی اصولاً ثابتی مستقرند.

هدایت گرمایی در قشر فوقانی سطح زمین

سطح جامد زمین، با تابش روزانه گرم می‌شود، اما این گرما از طریق هدایت گرمایی به قشرهای زیرین آن منتقل می‌گردد. چنین انتقالی اصولاً آهسته انجام می‌گیرد و موج گرمایی پس از مدت زمانی نسبتاً زیاد به قشرهای عمیقتر سطح زمین نفوذ می‌کند. درجه حرارت قشرهای نزدیک به سطح با دمای سطح زمین بسیار هماهنگ است، در حالی که دامنه نوسان دما (تفاوت بین حداقل و حداکثر دمای روزانه، ماهانه یا سالانه) با افزایش عمق، پیوسته کاهش می‌یابد و همزمان با آن، زمان رسیدن به درجات حرارت نهایی (حداکثر و حداقل) به تعویق می‌افتد.

بدیهی است دمای معینی که برسطح زمین حاکم است، در گذار خود به درون زمین، به صورت امواج گرمایی در مدت زمانهای متفاوت به ژرفاهای متفاوتی می‌رسد. طبق بررسی دِکر[1] (۱۹۵۵) حرکت امواج گرمایی در انتقال به قشرهای درونی زمینهای همگن، به صورت خطی انجام می‌گیرد. او با ترسیم مقادیر حداکثر دمای روزانه که محققان مختلف گزارش کرده‌اند، نشان داد که رسیدن دمایی معین به عمق ۱۰ سانتیمتری در حدود ۳ ساعت، به عمق ۳۰ سانتیمتری ۱۲ ساعت و به عمق ۶۰ سانتیمتری حدود

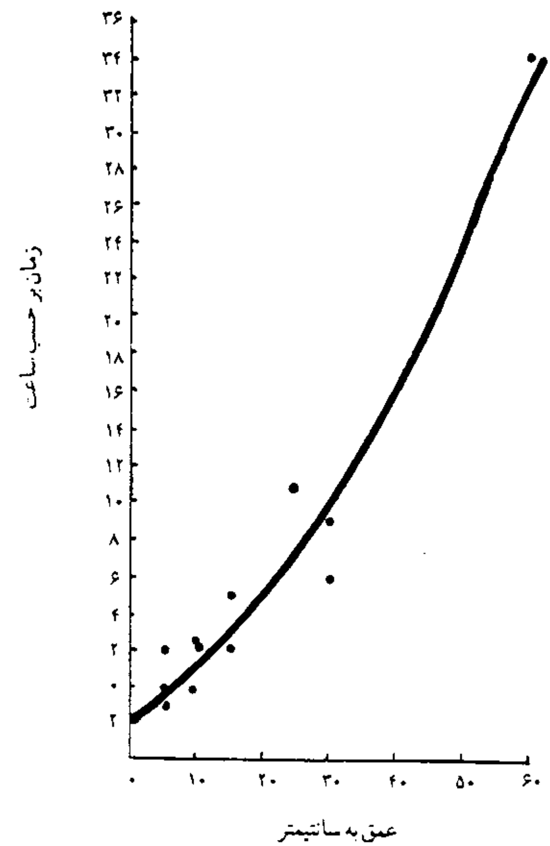
---

1. Decker

۳۳ ساعت طول می‌کشد (به شکل ۱ـ۴ توجه کنید).

گفتنی است نفوذ موج گرمایی حداکثر دمای روزانه به درون زمین، معمولاً کندتر از نفوذ موج گرمایی حداقل دمای روزانه است، به طوری که موج گرمایی متعلق به دمای پایین‌تر، معمولاً زودتر از موج گرمایی متعلق به دمای بالاتر به ژرفایی معین می‌رسد. دیرتر رسیدن موج گرمایی حداکثر نسبت به موج گرمایی حداقل تا عمقی معین را تأخیر حرکت (تأخیر زمانی) می‌نامند.

تضعیف دامنه نوسان با افزایش عمق باعث می‌شود که سیر روزانهٔ دما در عمق ۰/۵ متری و نوسان سالانهٔ آن در عمق تقریبی ۱۰ متری ناپدید شود. معمولاً دما در اعماق ۱۰ متری از سطح زمین، ثابت و رقم آن به میانگین سالانهٔ دمای هوای محیط بسیار نزدیک است.



شکل ۴.۱ تضعیف دامنهٔ نوسان دما با افزایش عمق در زمین

در صورتی که هدایت گرمایی یک مکان، نظیر شنزارها، ناچیز باشد، سطح زمین بشدت گرم می‌شود و تنها بخش ناچیزی از انرژی دریافتی به اعماق آن می‌رسد. در این رابطه برف با مشخصاتی که در پی می‌آید، موقعیت ویژه‌ای دارد.

اولاً، پوشش برف، آلبدوی شدیدی دارد و این به معنی قدرت «جذب تابش» کم برف است، در عین اینکه همین جذب ضعیف هم در لایه نسبتاً ضخیمی انجام می‌گیرد. ثانیاً، تابش مؤثر در لایه‌ای از پوشش برف که اصولاً هادی حرارتی نامناسبی است، تنها در سطح آن حاکم است. با این مجموعه شرایط، سطح خارجی پوشش برف بشدت به تغییرات دمایی حاصل از تابش بلند، واکنش نشان می‌دهد و دمای آن بسرعت می‌تواند با شرایط متغیر هوای اطراف خود تطبیق پیدا کند، در حالی که برعکس، در مواقعی که دما پایین و ارتفاع خورشید نسبتاً کم باشد، برف بندرت از تغییرات تابشی‌خورشید تأثیر می‌پذیرد. در هنگام ذوب، دمای برف در حد صفر درجه سانتیگراد باقی می‌ماند و مادام که عمل ذوب ادامه دارد، واکنشی نسبت به تغییرات گرم‌کنندهٔ هوا نشان نمی‌دهد.

آبها بخش عمده‌ای از تابش خورشیدی را جذب می‌کنند، اما قسمت قابل‌ملاحظه‌ای از این انرژی صرف تبخیر می‌شود و بقیه نیز ضمن تلاطم به لایه‌های عمقی آب انتقال پیدا می‌کند. البته تلاطم در انتقال سرما به اعماق آب نیز مؤثر است و به همین دلیل، دمای سطح آبها در روند تغییرات روزانهٔ دما تقریباً تغییر نمی‌کند، به طوری که دامنه نوسان آن حداکثر به ۰/۵ تا ۱ درجه سلسیوس می‌رسد.

گرمای ویژه بالای آب باعث می‌شود که دریاها منبع ذخیرهٔ گرما به حساب آیند. براثر حرکت و جریانهای بزرگ در آب دریاها و اقیانوسها، این گرمای ذخیره شده به مناطق کم دماتر منتقل، و از آنجا به هوا پس فرستاده می‌شود؛ بنابراین، آبها نقش متعادل‌کننده‌ای در مورد دما دارند، به این نحو که باعث تعدیل گرمای تابستان و سرمای زمستان می‌شوند و اختلاف دمای بین شب و روز را پایین می‌آورند. طبیعتاً این تأثیر آبها تا مسافتهای معینی به درون خشکیها نفوذ می‌کند و در مناطقی که «بادهای غالب» از روی آبها می‌گذرد (مثلاً سواحل غربی اروپا، جزایر کوچک، حواشی قاره‌ها و سواحل دریای خزر) در ایجاد و تثبیت اقلیمهای دریایی نقش فعّالی دارد.

سطح زمین در مقایسه با آب، همانگونه که اشاره کردیم، خیلی سریعتر به شرایط حرارتی محیط پاسخ می‌دهد؛ بنابراین، سطح زمین و هوای مجاور آن با دمایی نسبتاً بالا در تابستان و دمایی نسبتاً پایین در زمستان مشخص می‌شود. این نکته در مورد شب و

روز نیز صادق است و به همین دلیل، اختلاف دمای شب و روز در قاره‌ها قابل ملاحظه است. سرما در خشکیها موقعی اوج می‌گیرد که سطح زمین از برف پوشیده شود. تضاد فصلی دما با بارش برف در زمستان و ذوب آن در بهار، کاملاً چشمگیر است. برمناطقی که پیوسته در زیر پوششی از برف قرار دارند (قاره‌های منجمد) سرمای شدید زمستانی حاکم است، اما ذوب برف، برای افزایش دمای تابستان نیز مرزی به وجود می‌آورد و دمای سطحی آن حداکثر می‌تواند به صفر درجه برسد. فقط هوای مجاور سطح آن کمی بالاتر از صفر درجه می‌شود.

وقتی سطح دریاها از یخ پوشیده شود، به طور موقت، نوعی اقلیم قاره‌ای به وجود می‌آید؛ زیرا منطقه‌ای وسیع که پوشیده از یخ باشد، از دیدگاه هواشناسی، نظیر یک سطح جامد در فرایندهای حرارتی شرکت می‌کند.

بنابراین، همانگونه که ملاحظه می‌شود، خصوصیات متفاوت سطح زمین در اقلیم حرارتی لایه هوای مجاور سطح زمین، نقش تعیین‌کننده‌ای دارد.

تأثیر ارتفاع

از آنچه گفتیم نتیجه می‌شود که جوّ زمین را اساساً سطح آن گرم می‌کند و بنابراین، با افزایش ارتفاع، پیوسته از دمای هوا کم می‌شود. مقدار این کاهش یا اُفت محیطی دما که آن را شیب تغییرات عمودی دما می‌نامند، معمولاً بین ۰/۵ تا ۰/۶ درجه سلسیوس در هر ۱۰۰ متر است.

این مقدار، رقمی متوسط است و امکان دارد که میزان آن کاهش یابد و گاهی اوقات حتی با افزایش ارتفاع منفی شود که در این حالت، با افزایش ارتفاع بر مقدار آن افزوده می‌شود. این موارد را که در آنها، دما با افزایش ارتفاع زیاد می‌شود، وارونگی[1] دمایی می‌نامند. شرایط ایجاد وارونگی دمایی، معمولاً بازتاب شدید تابش و درنتیجه، سردشدن شدید سطح زمین و وجود هوای آرام است. چنین وضعیتی بارها در زمستان، در محدودهٔ حوزه‌های پرفشار و در سطح برفِ روی خشکیها به وجود می‌آید. غیر از تأثیر اشعه، جریان هوای سرد هم می‌تواند به ایجاد وارونگی دمایی منجر شود و در چنین شرایطی، ضخامت و قطر این وارونگی به ضخامت جریان هوای سرد بستگی دارد. بنابراین، انواع وارونگی دمایی را براساس عاملهای تشکیل آن می‌توان تشخیص داد:

---

1. Inversion

۱. **تابشی** که نتیجهٔ انعکاس تابش در سطح زمین یا ارتفاعات مختلف است؛
۲. **جبهه‌ای** که نتیجهٔ جریان هوای گرم برروی هوای سرد یا رخنه هوای سرد به زیر هوای گرم است؛
۳. **دینامیک** که حاصل نشست و تراکم هوا و در نتیجه جریان دینامیک هواست.

شیب تغییرات عمودی دمای هوا، در طول سال متغیر است، به طوری که معمولاً در تابستان زیاد و در زمستان کم است. علت این امر، افزایش روزهای توأم با وارونگی دمایی در زمستان است که خود به کاهش شیب تغییرات عمودی دمای هوا منجر می‌شود.

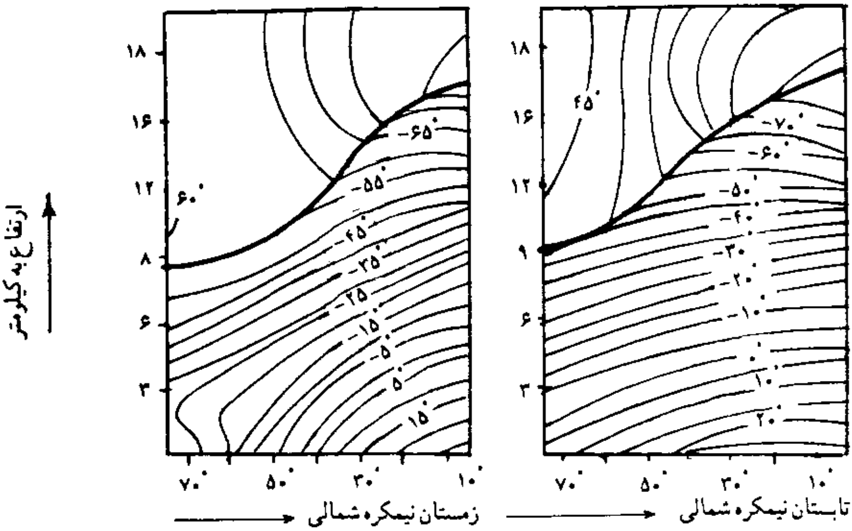
از آنجا که وارونگیهای دمایی بیشتر در جوّ نزدیک به سطح زمین ایجاد می‌شوند، وجود آنها بر شیب تغییرات عمودی دما، با افزایش فاصله از سطح زمین می‌افزاید و تأثیر حضور آنها با نزدیک شدن به تروپوپاوز، ضعیف و نهایتاً قطع می‌شود؛ زیرا موقعیت ارتفاعی متغیر تروپوپاوز سبب می‌شود که ارتفاعی معین در مکانهای مختلف از سطح زمین، گاهی شیب تغییرات دمای مثبت داشته باشد و گاهی در محدوده شیب تغییرات قرار گیرد. همچنین، گرایش شیب تغییرات دما، از ارقام مثبت به ارقام منفی موقعیت متوسط تروپوپاوز را مشخص می‌کند (جدول ۱ـ۴). در بیشتر موارد، تروپوپاوز ضخامتی دارد که در آن مقدار ELR صفر است.

جدول ۴.۱ افت محیطی دما به سانتیگراد در ارتفاعات مختلف به‌ازای هر ۱۰۰متر (هان سورینگ[1])

ارتفاع (km)	۲ـ۱	۴ـ۲	۶ـ۴	۸ـ۶	۱۰ـ۸	۱۲ـ۱۰	۱۴ـ۱۲	۱۶ـ۱۴
جاکارتا	۰/۵۶	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۷۴	۰/۸۴	۰/۸۴	۰/۵۸
لیندن برگ	۰/۴۹	۰/۵۴	۰/۶۶	۰/۷۲	۰/۶۱	۰/۱۸	۰/۰۴ـ	۰/۰۲ـ
نوایا سملیا	۰/۱۱	۰/۳۸	۰/۷۵	۰/۸۰	۰/۰۷	۰/۲۶ـ	۰/۱۰ـ	۰

شکل ۲ـ۴ توزیع عمودی دما را در نیمکرهٔ شمالی، در طول زمستان و تابستان نشان می‌دهد. در این تصویر موقعیت ارتفاعی استقرار تروپوپاوز نیز بخوبی مشاهده می‌شود. می‌بینید که میزان دما در حوالی استوا، حتی در ارتفاعات مختلف، نوسان فصلی قابل توجهی ندارد، در حالی که دامنه تغییرات حرارتی در جهت قطب، در کلیهٔ ارتفاعات افزایش می‌یابد و از سویی با افزایش عرض جغرافیایی، ارتفاع استقرار تروپوپاوز کاهش و در نتیجه، دمای آن افزایش پیدا می‌کند.

1. Hann Süring



شکل ۴.۲ توزیع عمودی دما در تابستان و زمستان نیمکرهٔ شمالی (رگولا[1]، ۱۹۵۶)

تأثیر ناهمواری

پستی بلندیهای محلّی می‌تواند در توزیع عمودی دمای هوا مؤثر باشد. چاله‌ها، گودالها و درّه‌ها معمولاً منبع تجمع هوای سرد در شب به شمار می‌آیند و وجود آنها زمینه مناسبی برای وقوع وارونگی دمایی ایجاد می‌کند. از طرف دیگر، گرمای روزانه جمع‌شده در آنها، کمتر از عامل متعادل‌کنندهٔ باد تأثیر می‌پذیرد؛ چراکه چنین عوارضی نقش مانع را در برابر بادها دارند و نسبت به محیط اطراف خود با داشتن اقلیم حرارتی شدیدتری مشخص می‌شوند.

برعکس، تپه‌ها و سطوح ناهموار کوچک به ایجاد شرایط حرارتی متعادلتر کمک می‌کنند؛ زیرا لایه‌های هوای نزدیک به سطح زمین، به دلیل موقعیت اینگونه نواحی، نسبت به وضع تابش آفتاب، در طول روز نمی‌توانند بشدت گرم شوند و هوای گرم‌شدهٔ نزدیک دامنه می‌تواند با هوای اطراف مناطق پایین‌تر که گرمای چندانی کسب نکرده است، مخلوط شود. در شب نیز هوای سرد روی دامنه به پایین سرازیر می‌شود و هوای گرمتر ارتفاعات جای آن را می‌گیرد.

از سوی دیگر، تفاوت در آفتابگیری جهات مختلف دامنه‌ها، شرایط دمایی

1. Regula

متفاوت خاک و در نتیجه هوا را به وجود می‌آورد. معمولاً کمیّت دمای شیب دامنه، در عرضهای جغرافیایی پایین، چندان قابل توجّه نیست، اما همین مقدار در مناطق برون‌حارّه‌ای عامل مهمی به حساب می‌آید؛ زیرا تابش آفتاب بر هر واحد سطح زمین، در عرضهای برون‌حارّه‌ای، در دامنه‌های جنوبی بیش از شیبهای شمالی است. با این حال، بهره‌مندی جهات مختلف دامنه‌ها از عناصر اصلی تابش کلی یعنی تابشهای مستقیم و پراکنده یکسان نیست؛ زیرا میزان دریافت تابش مستقیم تابع جهت و شیب است، در حالی که تابش پراکنده ضرورتاً در تمام جهات مختلف شیبهای مشابه یکسان است و تنها از شیب تأثیر می‌پذیرد؛ بدین معنی که مثلاً یک شیب ۲۰ درجه شمالی درست همان مقدار تابش پراکنده دریافت می‌کند که یک شیب ۲۰ درجه در دامنه جنوبی؛ با این حال، میزان تابش پراکنده در تفاوت انرژی بین شیبهای مختلف تعیین‌کننده است. معمولاً هر چه نسبت تابش پراکنده به تابش کلی بیشتر باشد، تفاوت در انرژی دریافتی شیبهای مختلفی که در معرض آن قرار گرفته‌اند کمتر است؛ برای مثال، در یک روز «تمام ابری» که تابش مستقیم وجود ندارد، تأثیر جهت تابش کلی در دامنه‌ها به حداقل می‌رسد (جن هو چانگ[1]، ۱۹۷۸). معمولاً نسبت تابش پراکنده به تابش کلی در مناطق قطبی بیشتر است؛ زیرا در این نواحی پوشش ابر زیاد و ارتفاع خورشید کم است. به دلیل مشابه، این نسبت در زمستان شدیدتر از تابستان است؛ از این رو، در معرض تابش قرار داشتن دامنه‌ها، در عرضهای جغرافیایی متوسط نقشی مهمتر دارد تا در مناطق قطبی و در تابستان نیز مهمتر از زمستان است. معمولاً در صورت عدم وجود ابر و عوامل پیچیدهٔ دیگر، شیبهای جنوب غربی گرمتر از شیبهای جنوب شرقی‌اند. پرتو مستقیم خورشید برروی یک شیب جنوب شرقی، نه تنها اندکی پس از سرمای پیوسته شبانه بر آن تأثیر می‌گذارد، بلکه تبخیر شبنم صبحگاهی نیز در این شیبها با صرف انرژی همراه است و مانع صعود سریع دما در آنها می‌شود. بزرگترین اختلاف دما بین شیبهای شمالی و جنوبی، در ماههای مربوط به بهار و تابستان وجود دارد. در بهار، دامنه‌های جنوبی بسرعت گرم می‌شوند، در حالی که دامنه‌های شمالی سرد و مرطوب باقی می‌مانند. بررسیهای انجام‌شده در شمال غربی نبراسکا به وسیله پول[2] (۱۹۱۴) حاکی از اختلاف دمای تابستانی سطح زمین، در شیبهای شمالی و جنوبی یک تپه شنی است که به ۲۹/۷ درجهٔ سلسیوس بالغ می‌شود؛

1. Jen Hu Chang 2. Pohl

یعنی دمای این شیبها به ترتیب ۶۲/۸ درجه در مقابل ۳۳/۱ درجه سلسیوس گزارش شده است. ضمناً نتیجه شد که این اختلاف بیشتر ناشی از تفاوت در دمای هوا بوده است.

معمولاً تفاوت حداقل دما بین شیبهای شمالی و جنوبی کمتر از تفاوت حداکثر دمای بین آنهاست و در نتیجه، دامنهٔ تغییرات دما در دامنه‌های جنوبی بیشتر است. از این گذشته، دمای حداکثر در دامنه‌های شمالی غالباً دیرتر از دامنه‌های جنوبی فرامی‌رسد. این نکته را شرو[1] (۱۹۲۴) در آریزونا بررسی کرده است.

درجهٔ شیب دامنه‌ها، مقدار دریافت انرژی خورشید در واحد سطح آنها را مشخص می‌کند و این مقدار از تغییر شیب بسیار بیشتر از عرض جغرافیایی تأثیر می‌پذیرد. همچنین، اختلاف دما بین شیبهای مختلف برحسب تفاوت مقدار شیب آنها تشدید می‌شود، به طوری که در خارج از مناطق حاره، یک شیب ملایم رو به جنوب گرمتر از زمین مسطح است. بررسی آلتر[2] (۱۹۱۳) در آیداهو این نکته را بوضوح نشان می‌دهد و ثابت می‌کند که زمینی با شیب ۵ درجه به سمت جنوب در آیداهو همان اقلیم تابشی را دارد که زمین مسطحی با فاصله نزدیک به ۴۸۰ کیلومتر در سمت جنوب این زمین شیبدار. از طرف دیگر، موقعیت تابشی زمینی با شیب یک درجه به طرف شمال، مشابه با ناحیه واقع در حدود ۱۱۵ کیلومتری شمال آن است. گرمترین دامنه، دامنه‌ای است که در طول فصل رویش، نسبت به تابش خورشید تقریباً عمود باشد. بنابراین، با افزایش عرض جغرافیایی، باید میزان شیب زمین بیشتر باشد، تا همان مقدار تابشی را دریافت دارد که شیبی کمتر در عرضهای جغرافیایی پایین‌تر دریافت می دارد.

وزش و همرفت هوا

هوای لایه مجاور سطح زمین، در صورت کسب شرایط لازم، ممکن است در طول روز و در تابستان بشدت گرم شود و در مواردی که باد شدید وجود داشته باشد، از طریق تلاطم، با هوای سرد ارتفاعات مخلوط شود. برعکس، در شب و در زمستان و نیز در موارد استقرار هوای آرام، لایه مزبور ممکن است بشدت سرد شود. دراین حال، ضخامت این هوای سرد و سنگین که آن را غشای هوای سرد نامیده‌اند، به چند ده متر می‌رسد. لایه یادشده با افزایش سرعت باد از هم گسیخته و با هوای گرم ارتفاعات مخلوط می‌شود.

1. Shreve
2. Alter

بنابراین، بادهای ضعیف در قیاس با بادهای ملایم و شدید تضاد حرارتی شدیدتری را بین شب و روز ایجاد می‌کنند.

دما و تغییرات آن در یک محل تا حدود زیادی به جابه‌جاییهای افقی هوای گرم و سرد بستگی دارد که می‌تواند مثلاً در مورد نسیم دریا ـ خشکی به ساعات معینی از شب و روز محدود باشد یا در مورد مثلاً بادهای موسمی در فصول خاصی از سال جریان داشته باشد.

در عرضهای جغرافیایی متوسط و مناطق جنب‌قطبی، جابه‌جایی هوای گرم و سرد، بویژه در مرز توده‌های هوا و فرابارها و فروبارهای متفاوت انجام می‌گیرد. در این موارد، جابه‌جایی توده‌های هوا کمتر تابع زمان و مکان و کمابیش تصادفی و نامنظم است. بنابراین، تحوّلات دائمی هوا سیر روزانه و سالانهٔ دما را در این نواحی مخدوش می‌کنند.

در اروپای مرکزی و نیز در شمال غرب اروپا، جریانهای هوا به طور کلی پس از عبور از سطح اقیانوس وارد خشکی می‌شوند. در این حال، هوا تحت تأثیر جریان آب گرم اطلس شمالی و گلف‌استریم قرار می‌گیرد که باعث اعتدال زمستانی این مناطق، بویژه جزایر انگلستان و اسکاندیناوی می‌شود. این وضع دقیقاً عکس وضعیتی است که در قسمتهای شمال شرقی امریکا حاکم است؛ زیرا انتقال هوای سرد از شمال غرب، اقلیم زمستانی شدید در این مناطق را تثبیت می‌کند.

ابرناکی

ابرها باعث کاهش تابش خورشید و درنهایت، کاهش تابش مؤثر می‌شوند؛ بنابراین، تضاد تابشی بین شب و روز، در مواردی که لایه ابر ضخیمی وجود داشته باشد، متعادل شده، این امر باعث افزایش حداقل و کاهش حداکثر دمای روزانهٔ محل می‌شود. نتیجه آنکه دامنهٔ نوسان حرارت یا اختلاف بین حداکثر و حداقل دما در روزهای ابری، در مقایسه با روزهای صاف، به مراتب کمتر است.[۱]

جریانهای اقیانوسی

ضمن بحث تابش اشاره کردیم که جریانهای اقیانوسی نقش عمده‌ای در انتقال انرژی و در نتیجه، در پراکندگی دما دارند؛ برای نمونه، جریان آب گرم گلف‌استریم، آبهای گرم

۱. لوحهای رنگی ۱۰ و ۱۱ میانگین ابرناکی هوا را به ترتیب در ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد.

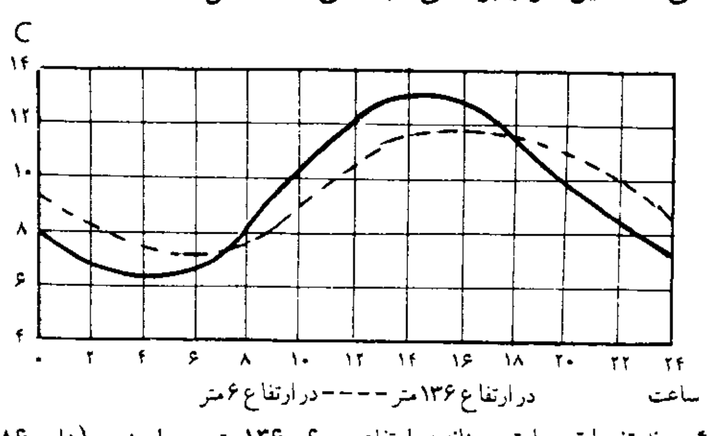
منطقه حاره را به طرف شمال می‌برد و سبب بالا رفتن دمای محیط در سواحل شبه جزیره اسکاندیناوی می‌شود؛ یا جریان آب سرد پرو، آبهای سرد عرضهای بالا را به سواحل پرو می‌آورد و دمای این منطقه را کاهش می‌دهد.

پیرامون چگونگی پیدایش جریانهای اقیانوسی در قسمت ۱۰ـ۵ بحث خواهد شد.

۲ـ۴ روند روزانهٔ دما

در واقع خورشید منبع تمام انرژی زمین است و تمام انواع انرژی، ازجمله انرژی حرارتی زمین، از خورشید ناشی می‌شود. عوارض سطح زمین مقداری از انرژی تابشی را جذب و به صورت گرما، به طور موقّت، در خود ذخیره می‌کنند. گفتیم که مقدار این گرما به ویژگیهای جسم بستگی دارد، ولی در هر صورت عوارض زمین در پی گرم شدن، هوای مجاور خود را هم از طریق هدایت مولکولی گرم می‌کنند. ازآنجا که گرم شدن سطح زمین و انتقال حرارت آن به قشرهای اتمسفری، مدت زمانی طول می‌کشد؛ بین روند تغییرات زمانی انرژی تابشی و روند تغییرات زمانی گرم شدن هوا فاصله‌ای زمانی وجود دارد. شکل ۳ـ۴ این وضع را نشان می‌دهد.

حداقل درجهٔ حرارت روزانه، درست مقارن طلوع آفتاب و حداکثر آن، بعد ازظهر، یعنی پس از پایان زمان بیشترین تابش است. بررسی زمانهای بروز حرارتهای زیاد، در سیر روزانهٔ دما نیز نشان می‌دهد که زمین هوا را گرم می‌کند. همچنین، این نکته که زمان فرارسیدن حداکثر یا حداقل دما، با فاصله از سطح زمین بیشتر طول می‌کشد، این امر را بروشنی ثابت می‌کند (شکل ۳ـ۴).



شکل ۴.۳ روند تغییرات حرارتی روزانه در ارتفاعهای ۶ و ۱۳۶ متری سطح زمین (هابر، ۱۹۸۶)

همچنین تفاوت سیر روزانهٔ درجهٔ حرارت هوا در سطح زمین و آب و سطوح دیگر، اهمیت سطح زمین را در گرم کردن هوا نشان می‌دهد.

انتقال گرما بیشتر به این صورت عملی می‌شود که با صعود هوای گرم، هوای سرد و سنگین جای آن را اشغال می‌کند. این طریق انتقال گرما (که به آن گرمای همرفتی[1] نیز می‌گویند) به مراتب مؤثرتر از هدایت مولکولی است؛ با این حال، انتقال گرما به طور ناگهانی و سریع صورت نمی‌گیرد و در واقع پس از گذشت مدت زمانی میسّر می‌شود. به همین دلیل، حداکثر گرمای روز بعد از ظهرها مشاهده می‌شود.

البته این نکته در مورد سرمای شبانه نیز صادق است (به تعویق افتادن، رسیدن به حداقل دما بر حسب افزایش ارتفاع)؛ با این حال، تأثیر انتقال سرمای شبانه به ارتفاعات بالا، چندان زیاد نیست؛ زیرا عملکرد تبادلی در شب، برخلاف روز، ضعیف است و این امر البته به ایجاد وارونگی دمایی نیز کمک می‌کند.

گفتنی است موقع زمانی دماهای حداقل و حداکثر، نسبت به خصوصیات محلّی متغیر است؛ مثلاً گردش روزانه یا فصلی، آمیزشهای متلاطم شدید، رگبارهای منظم استوایی یا آغاز فصول باران می‌تواند مانع افزایش دما و در نتیجه مانع بروز حداکثر دمای محلّی شود؛ به عبارت دیگر، این پدیده‌های محلّی مانع صعود معمولی دمای روزانه می‌شود؛ برای مثال، حداکثر درجهٔ حرارت در مناطقی که نسیم دریا در عرض روز جریان دارد، قبل از ظهر، یعنی قبل از استقرار حداکثر تابش خورشید فرامی‌رسد؛ زیرا تأثیر خنک‌کنندهٔ نسیم دریا که قبل از فرارسیدن حداکثر تابش مؤثر است، مانع افزایش دما می‌شود. اینگونه سیر دما در مواقع بارش در نواحی حارّه‌ای پدیده‌ای عادی است و بارانهای روزانه سیر دمای حداکثر را جلو می‌اندازند.

سیر روزانهٔ دما در فصول مختلف سال نیز تغییر می‌کند. این تأثیر از آنجا ناشی می‌شود که هر چه ارتفاع خورشید در مواقع ظهر نسبت به افق بیشتر باشد، گرمای حاصل نیز بیشتر است. بنابراین، در تابستان، آهنگ تغییرات روزانهٔ دما به علت ارتفاع بیشتر خورشید، در مقایسه با زمستان شدیدتر است.

تأثیر ابرناکی (صفحه ۱۲۲) و فصول مختلف بر یکدیگر آهنگ سالانه‌ای را در نوسان روزانهٔ دما، مطابق با جدول ۲ـ۴ ایجاد می‌کند.

---

1. Convection

جدول ۴.۲ متوسط سیر سالانه نوسان روزانه دما در اروپای مرکزی به سانتیگراد (هان‌سورینگ، ۱۹۳۹)

ماههای‌سال	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دامنهٔ‌نوسان‌حرارت‌روز(°C)	۳/۴	۴/۷	۶/۶	۸/۳	۸/۹	۸/۵	۸/۸	۸/۵	۸/۳	۶/۰	۳/۷	۲/۸

در صورت وجود و تثبیت تغییرات پوششی ابرها در طول سال، دامنهٔ نوسان دمای روزانه، سیر تغییرات ابرها را تعقیب می‌کند. سنجشهایی که در نواحی شمالی هندوستان انجام گرفته است این نکته را بوضوح نشان می‌دهد. در جدول ۴.۳، سیر سالانه معدل دامنهٔ نوسان دمای روز و رابطهٔ آن با پوشش ابر در شمال هندوستان نشان داده شده است. در این بررسی، آسمان تمام ابری با عدد ۸ مشخص شده است.

جدول ۴.۳ سیر سالانهٔ میانگین نوسان روزانه دما (به سانتیگراد) و پوشش ابر در شمال هند (هان سورینگ، ۱۹۳۹)

ماههای سال	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دامنهٔ نوسان دمای روز(°C)	۱۳/۴	۱۴/۱	۱۴/۸	۱۴/۷	۱۲/۳	۷/۹	۵/۱	۴/۹	۶/۹	۱۱/۱	۱۳/۴	۱۴/۵
تغییرات ماهانهٔ پوشش ابر	۱/۶	۱/۸	۱/۹	۱/۳	۱/۷	۳/۹	۶/۱	۶/-	۴/۲	۱/۹	۰/۹	۱/۲

قبلاً به رابطهٔ ارتفاع خورشید و میانگین دامنهٔ نوسان روزانهٔ دما اشاره شد. از آنجا که ارتفاع خورشید خود به عرض جغرافیایی بستگی دارد، بیشترین دامنهٔ نوسان دما در نواحی کم آب برون‌حاره‌ای و کمترین آن در حوالی استوا مشاهده می‌شود. البته این دامنهٔ نوسان با افزایش عرض جغرافیایی از استوا، ابتدا زیاد می‌شود، اما در نواحی قطبی، این نوسان مجدداً رو به ضعف می‌گذارد؛ زیرا در روزهای تابستانیِ نواحی قطبی، به دلیل ارتفاع کم خورشید، دما نمی‌تواند کاملاً بالا رود و شبها نیز به علت کوتاه بودن طول ساعات آن، دما کاملاً افت نمی‌کند. همینطور در زمستانِ نواحی قطبی، عدم اختلاف چشمگیر دمای روز و شب مشاهده می‌شود. بنابراین، نوسان حرارت روزانه در نواحی یادشده، به طور کلی، برخلاف عرضهای جغرافیایی پایین‌تر (بخصوص عرضهای جغرافیایی نواحی خشک بیابانی)، کاملاً ضعیف و ناچیز است. جدول ۴.۴ رابطهٔ نوسان روزانهٔ دما را با عرض جغرافیایی، بخوبی نشان می‌دهد.

جدول ۴.۴ معدل نوسان روزانهٔ حرارت (به سانتیگراد) در عرضهای مختلف جغرافیایی (هان سورینگ، ۱۹۳۹)

محل	ناگپور	اللهآباد	لاهور	نوکوس	بارناول	سوردلووسک	دلتای لنا
عرض جغرافیایی درنیمکرهٔ شمالی	۲۲٫۱	۲۶٫۲	۳۱٫۶	۴۲٫۵	۵۳٫۳	۵۶٫۸	۷۳٫۴
دامنهٔ نوسان	۱۱٫۷	۱۲٫۱	۱۲٫۴	۱۱٫۸	۸٫۱	۶٫۹	۲٫۳

۳ـ۴ روند سالانهٔ دما

روند سالانه و روزانهٔ دما با هم شباهت دارند؛ زیرا دماهای زیاد سالانه نیز مانند دمای روزانه، تابع ارتفاع خورشید است، به طوری که در مواقعی از سال که ارتفاع خورشید در آسمان بیشتر است (تابستان) درجهٔ حرارت هم افزایش می‌یابد و در زمستان، با کاهش ارتفاع خورشید، دما نیز سیر نزولی می‌پیماید.

در این حالت نیز رسیدن به دماهای زیاد، نسبت به موقعیت خورشید به تعویق می‌افتد. البته این تعویق برای قاره، معمولاً زیاد نیست؛ مثلاً، در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه، حداکثر دمای سالانه تقریباً ۲۵ روز بعد از حداکثر ارتفاع خورشید پدید می‌آید، در حالی که در اقلیمهای دریایی واقع در همان عرض جغرافیایی، همین وضع ۴۴ روز و در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه شمالی ۵۵ روز بعد از حداکثر ارتفاع خورشید ایجاد می‌شود و دمای هوا به حداکثر می‌رسد.

معمولاً در عرضهای جغرافیایی متوسط، تیرماه گرمترین و دی ماه سردترین موقع سال است. البته این قاعده بی‌استثنا نیست و از سالی به سال دیگر تغییر می‌کند. در ضمن، در حوالی و حواشی دریاها (مثلاً در اروپای مرکزی)، زمان بروز حداکثر دما تا شهریور ماه به تعویق می‌افتد؛ زیرا می‌دانیم که آبها دیرتر گرم و نیز دیرتر سرد می‌شوند. به این دلیل، سردترین ماههای مناطق ساحلی، اغلب بهمن ماه است.

نوسان سالانهٔ دما نسبت به عرض جغرافیایی و موقعیت محل نسبت به دریا نیز تغییر می‌کند.[1] معمولاً اختلاف بین معدل گرمترین و سردترین ماههای سال با افزایش عرض جغرافیایی زیاد می‌شود (جدول ۵ـ۴)؛ از این رو، دامنهٔ نوسان سالانهٔ دما در

۱. لوح ۵ دامنهٔ نوسان سالانهٔ دما را نشان می‌دهد.

نواحی قطبی از همه جا شدیدتر و واضحتر است؛ برای اینکه در عرضهای منطقه حارّه ارتفاع خورشید هرگز از ۴۳ درجه کمتر نیست و همهٔ ایام سال انرژی تابشی نسبتاً بالایی دارد؛ علاوه بر این، طول روز هم در طول سال تغییر فاحشی نمی‌کند. اما در منطقهٔ قطبی، تقریباً نصف سال، خورشید اصلاً در افق ظاهر نمی‌شود و در عوض در فصل گرم، طول روز از حداقل ۲۴ ساعت تا ۶ ماه تغییر می‌کند.

بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که نوسان روزانهٔ دما در عرضهای پایین، شدیدتر از نوسان سالانهٔ آنجا و برعکس، نوسان سالانهٔ دما در نواحی قطبی شدیدتر از نوسان روزانهٔ آنجاست.

جدول ۵-۴ معدل نوسان سالانهٔ بعضی از ایستگاههای ساحلی به سانتیگراد (هان سورینگ، ۱۹۳۹)

ایستگاه	کلمبو	کلکته	توکیو	ولادی‌وستوک	نیکولایوسک	دلتای لنا
عرض جغرافیایی	۷	۲۲/۵	۳۵/۷	۴۳/۷	۵۳/۱	۷۳/۱
دامنهٔ نوسان	۱/۷	۱۱/۷	۲۲/۸	۳۵/۶	۴۰/۲	۴۲/۷

جدول ۶-۴ تأثیر دریا بر نوسان سالانهٔ دما را نشان می‌دهد. در این جدول دیده می‌شود که با دور شدن ایستگاه از دریا (از والنسیا تا نرچینسک) بر دامنهٔ نوسان سالانهٔ دما افزوده می‌شود.

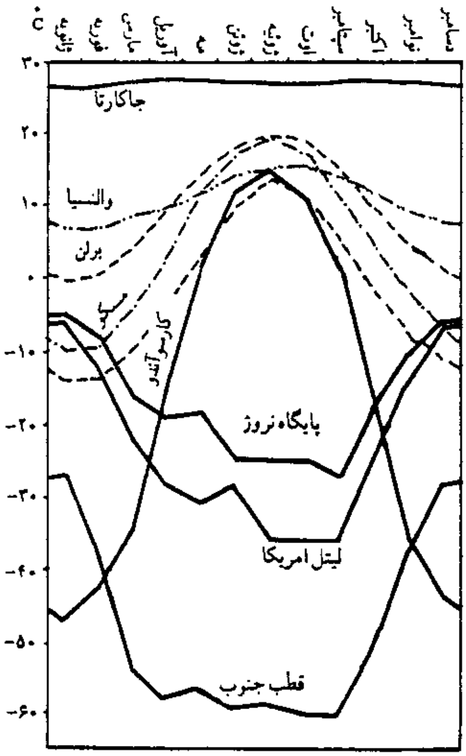
جدول ۶-۴ معدل دامنهٔ سالانهٔ دما (به سانتیگراد) عرضهای بین ۵۱ تا ۵۶ درجه (هان سورینگ، ۱۹۳۹)

محل	دامنهٔ نوسان	محل	دامنهٔ نوسان
والنسیا	۸	مسکو	۲۹
اِمدن	۱۶	ایرکوتسک	۳۹
ورشو	۲۲	نرچینسک	۵۲

انواع روند سالانهٔ دما

گرچه دامنهٔ سالانهٔ دما، عامل اقلیمی مهمی است که می‌تواند در قضاوت درجهٔ خشکی یا رطوبت منطقه‌ای اهمیت داشته باشد، چگونگی سیر دما و مواقع بروز دماهای بالا را معین نمی‌کند؛ بنابراین، نوسان سالانهٔ دما بتنهایی نمی‌تواند جانشین سیر سالانهٔ دمای

مناطق شود که براساس مقادیر ماهانهٔ دما پدید می‌آید. برحسب چگونگی سیر و وضعیت دمای سالانه (که خود به عوامل مختلفی، بخصوص به عرض جغرافیایی و تأثیرپذیری محل مورد نظر از قاره و دریاها بستگی دارد) انواعی از مناطق دمایی را تشخیص داده‌اند که نمونه‌هایی از آن در شکل ۴ـ۴ آمده است.



شکل ۴.۴ شکلهای مختلف سیر سالانهٔ دما

انواع مناطق دمایی عبارتند از:

حارّه‌ای. سیر سالانهٔ دما در نواحی حارّه‌ای که به طور کلی با دمای بالا مشخص می‌شود نوسان سالانهٔ ناچیزی دارد. این نکته بخصوص در ایستگاههای ساحلی یا مناطقی که از دریا تأثیر می‌پذیرند، بسیار چشمگیر است؛ برای مثال، نوسان مزبور در جاکارتا بندرت از ۱ درجه سلسیوس در سال تجاوز می‌کند.

موسمی. از ویژگیهای اینگونه سیر سالانه، موقعیت حداکثر دمای سال است که قبل از استقرار حداکثر ارتفاع سالانهٔ خورشید ظاهر می‌شود. علت اینگونه توزیع دما،

ریزش بارانهای موسمی است که در واقع شروع آن در اوایل تابستان، عامل جلوگیری از افزایش عادی دما می‌شود. این امر باعث می‌شود که حداکثر دمای سالانه در مناطق مزبور (در نیمکره شمالی) در اردیبهشت ماه باشد.

متعادل. اینگونه سیر دما، سیر عادی است که حداکثری تابستانی و حداقلی زمستانی دارد. چنین سیر دمایی بیانگر چگونگی تغییرات دما در عرضهای متوسط است. نوسان سالانه منطقه متعادل نسبت به عرض جغرافیایی و دوری یا نزدیکی به آبها متفاوت است. با توجه به تفاوت سیر سالانهٔ دما بین ایستگاههای والنسیا، مسکو و کارسوآندو، در شکل ۴ـ۴، تأثیر آبها در تعویق حرارتهای حداقل و حداکثر سالانه در ایستگاه ساحلی والنسیا بخوبی دیده می‌شود. در این ایستگاه، حداقل دمای سالانه در ماه فوریه (اواسط بهمن تا اسفند) است که نتیجهٔ سرد شدن تدریجی آب دریاست. در حالی که حداکثر دمای سالانه همین محل در ماه اوت (تیر و مرداد) است.

به طور کلی نوسان دما با افزایش فاصله از آبها تشدید می‌شود.

قطبی. نوسان سالانه این نوع سیر دما، شدید است. در ایستگاه اوی‌میکن نوسان دما بین میانگین آن در ژانویه (۴۷/۲– درجه سلسیوس) و ژوئیه (۱۴/۸ درجه سلسیوس) به ۶۲ درجهٔ سلسیوس می‌رسد.

۴ـ۴ پراکندگی جغرافیایی دما

شکلهای ۵ـ۴ و ۶ـ۴ پراکندگی جغرافیای دما را براساس خطوط همدما[1] نشان می‌دهد.[2]

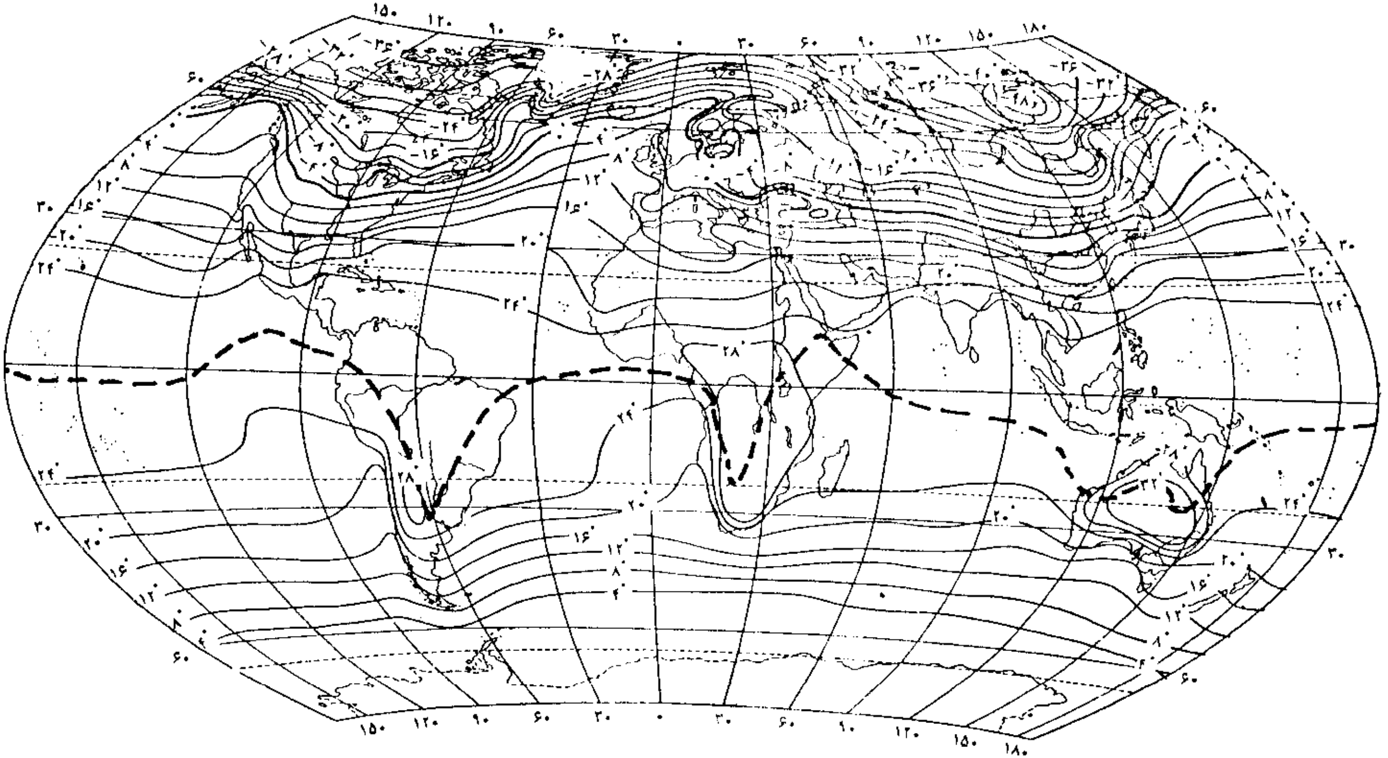
از مطالعهٔ نقشه‌های یادشده نتایج زیر به دست می‌آید:

۱. پراکندگی آبها و خشکیها در توزیع جغرافیایی دما نقش عمده‌ای دارد. در فصل سرد هر دو نیمکره، منحنیهای همدما برروی آبها به طرف قطب و در فصل گرم به طرف استوا برآمدگی پیدا می‌کند. در فصل سرد، در طول یک مدار معین، نقاط روی دریا گرمتر از خشکیها و در فصل گرم، سردتر از خشکی‌اند. این حکم در نیمکرهٔ شمالی به علت گسترش زیاد خشکی شدیدتر است.

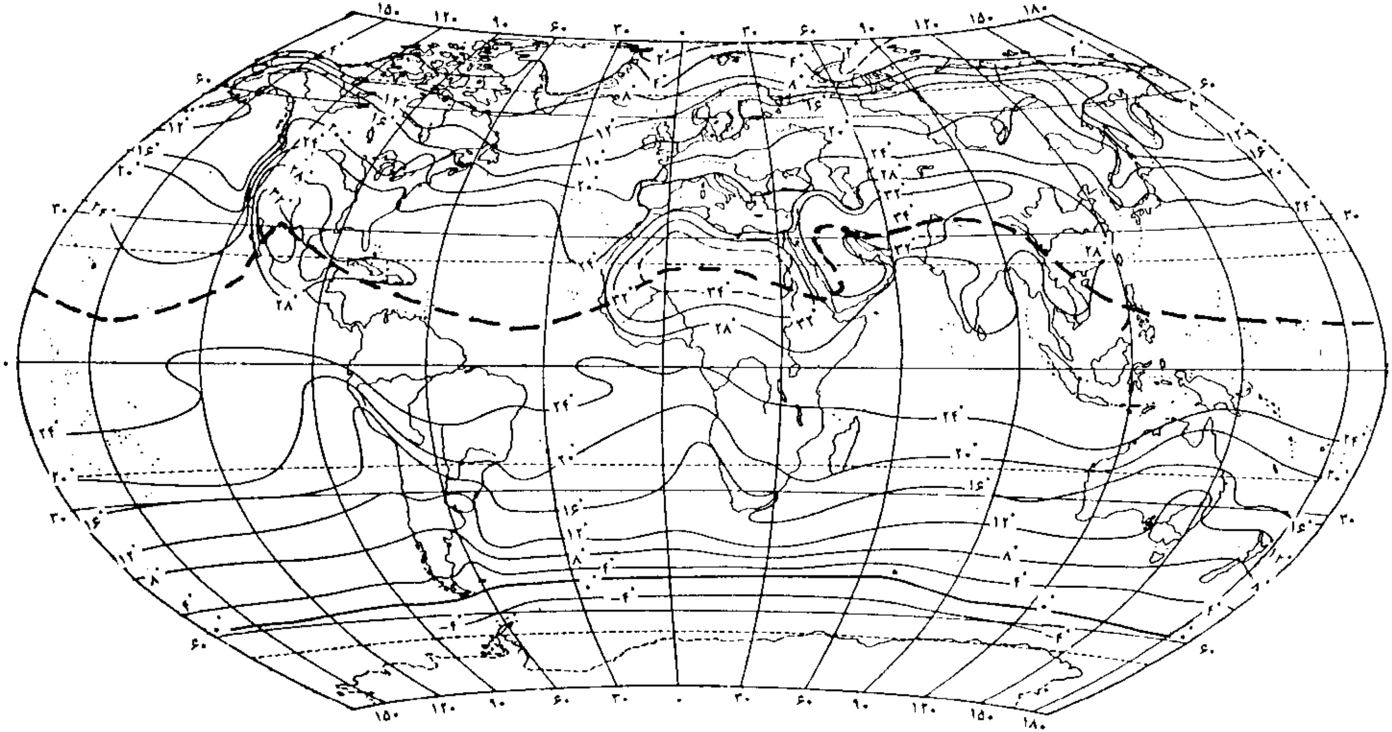
علت این امر را باید در نحوهٔ تبادلات انرژی، بین سطح آب و خشکی و سطوح

1. Isotherm

۲. لوحهای ۳ و ۴ میانگین دما را به ترتیب در ماههای ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهند.



شکل ۴.۵ نقشهٔ همدمای زمین برای دی ماه؛ توجه کنید که استوای حرارتی تنها در خشکیها به سمت جنوب تمایل پیدا می‌کند.



شکل ۴.۶ نقشه همدمای زمین برای تیر ماه؛ توجه کنید که استوای حرارتی در تابستانها به نیمکرهٔ شمالی منتقل می‌گردد.

پوشیده از برف و نیز در مقدار بخار آب موجود در اتمسفر و تأثیرهای مختلفی که بر تابش می‌گذارند جستجو کرد. در سطح خشکیهای وسیع، به هنگام زمستان دمای پایین و اقلیم بری حاکم است، در حالی که در مناطق ساحلی واقع در شرق اطلس شمالی، بویژه به‌دلیل تأثیرجریان‌آب‌گرم گلف‌استریم، تا حواشی قطب، دمای نسبتاً بالایی وجود دارد.

شمال شرقی سیبری، قطب سرد نیمکرهٔ شمالی به شمار می‌رود و این امر به خاطر تأثیر مواردی است که در پی می‌آید: موقعیت خاص منطقه در جذب اندک تابش، تابش طولانی شبانه، آلبدوی شدید، هدایت گرمایی ضعیف لایه‌های برف، مقدار کم بخار آب اتمسفر و فاصلهٔ زیاد از آبها که در واقع منبع ذخیرهٔ انرژی‌اند. به همین دلیل، از ایستگاههای اوری‌مکن و ورخویانسک ارقام بسیار پایینی گزارش می‌شود. متوسط حرارت دی ماه در منطقه یاد شده به ۵۰− درجهٔ سلسیوس می‌رسد در حالی که دفع انرژی‌توسط آبها و پوشش منجمد یخها، درجهٔ حرارت هوا در قطب شمال را در همین هنگام، در حدود ۳۵− درجه نگه می‌دارد. بنابراین، سردترین توده هوایی زمستانی نیمکرهٔ شمالی از خشکیهای جنب‌قطبی واقع در شمال قاره‌های امریکا و آسیا سرچشمه می‌گیرد (شکل ۵ـ۴).

در نیمکرهٔ جنوبی که نیمکرهٔ آب به شمار می‌رود، خشکیها تأثیری چون نیمکرهٔ شمالی در اقلیم حرارتی ندارند. خطوط همدمای این نیمکره تقریباً موازی با مدارهای جغرافیایی‌اند. تنها در نواحی بالاآیی، جاهایی که آب سرد از اعماق به سمت سطوح بالای اقیانوسها جریان دارند (مثلاً جنوب افریقا، پرو و شیلی)، منحنیهای همدما انحرافهایی را نسبت به مدارها و روند کاهشی نشان می‌دهند.

۲. قطب سرد نیمکرهٔ جنوبی در قارهٔ جنوبگان قرار دارد؛ زیرا میانگین دمای زمستان در این قاره به ۶۰− درجه سلسیوس می‌رسد و نیز این قاره در تابستان با متوسط ۲۵− درجهٔ سلسیوس (در قبال ۱ تا ۳۵− درجه سلسیوس در نیمکرهٔ شمالی) بمراتب سردتر از قطب سرد نیمکرهٔ شمالی است.

شکل ۵ـ۴ برمبنای میانگین دمای هوای دی ماه در سطح متوسط دریا تهیه شده است. همدمای خط‌چین معرف حداکثر دماست که استوای حرارتی در نظر گرفته می‌شود.

۳. مناطق حارّه به طور کلی، چه از نظر عرض جغرافیایی و چه از نظر توزیع آب و خشکی، اختلافهای حرارتی کمتری دارند.

۴. استوای حرارتی زمین یعنی مداری که بالاترین درجهٔ حرارت را دارد برروی

استوای جغرافیایی قرار ندارد و با حرکت ظاهری خورشید در طول سال، در بخشی از منطقه حارّه جابه‌جا می‌شود. در تیرماه که خورشید در نیمکرهٔ شمالی عمودتر می‌تابد، استوای حرارتی زمین در اطراف مدار رأس‌السرطان واقع است و این عرضهای جغرافیایی، به دلیل وجود خشکیهای گسترده و آسمان صاف، انرژی تابشی بیشتری نسبت به استوا دریافت می‌کنند. استوای حرارتی در دی‌ماه، همراه با حرکت ظاهری خورشید به نیمکرهٔ جنوبی منتقل می‌شود، اما به علت گسترش بیشتر آبها در نیمکرهٔ جنوبی، فاصله زیادی از استوا ندارد و فقط بر روی خشکیهای استرالیا و افریقا چند درجه‌ای از استوا دور می‌شود.

۵. تأثیر جریانهای دریایی در پراکندگی مکانی دما کاملاً مشهود است؛ برای مثال شمال سواحل شرقی اقیانوس اطلس (سواحل شبه جزیرهٔ اسکاندیناوی)، در طول سال گرمتر از سواحل غربی آن (سواحل شرقی کانادا و شبه جزیرهٔ لابرادور) است؛ یا اینکه در سواحل غربی افریقا و امریکای جنوبی، جریانهای آبهای سرد بنگوئلا و پرو درجهٔ حرارت را در طول سال پایین نگه می‌دارد.

بنابراین، اختلاف بین حرارت مناطق حارّه و قطب جنوب به مراتب شدیدتر از اختلاف مکانهای مشابه آنها در نیمکرهٔ شمالی است.

۶. حداکثر اختلاف بین دمای مناطق حارّه و قطب، در نیمکرهٔ شمالی، در عرضهای جغرافیایی بین ۴۰ تا ۷۰ درجه مشاهده می‌شود، در حالی که در نیمکرهٔ جنوبی اختلاف مزبور در عرضهای جغرافیایی بین ۵۵ تا ۸۰ درجه متمرکز است. گفتنی است اختلاف دما در نیمکرهٔ جنوبی بمراتب بیشتر است. همچنین معدل دمای سالانهٔ نیمکرهٔ جنوبی، پایین‌تر از نیمکرهٔ شمالی است که غالباً دلیل آن را گسترش بیشتر آبها در نیمکرهٔ جنوبی می‌دانند. این موضوع برای نواحی حارّه امکانپذیر است، اما برای عرضهای بالاتر، با توجه به تراکم خطوط همدما، قطعاً قارهٔ منجمد جنوبی مؤثر می‌باشد.

۵ـ۴ نوسانهای دما و برّی بودن محیط

توجّه به رابطهٔ نوسان سالانهٔ دمای هوا و موقعیت محلی ایستگاه، همراه با درنظر گرفتن فاصله و تأثیرپذیری آن از دریاها امکان می‌دهد که نوسان دما را مقیاسی مناسب برای تشخیص درجه برّی بودن اقلیم در مناطق مختلف به شمار آوریم. بنابراین، با توجّه به رابطه‌ای که نوسانهای دمایی با عرض جغرافیایی دارند، نوسانهای دمایی اندک حاکی از

شرایط اقلیم اقیانوسی و نوسانهای دمایی شدید مبیّن شرایط اقلیم‌قاره‌ای یا برّی‌اند.

فرمولهای متعددی برای تعیین درجه برّی بودن اقلیمها ابداع شده است. از جملهٔ آنها فرمول شرپفر[1] است:

$$K=\frac{۸}{۷}.۱۰۰.\frac{A}{\varphi}-۱۴ \qquad (۴_۱)$$

در این فرمول K، درجهٔ برّی بودن اقلیم به درصد؛ A، نوسان سالانهٔ دما به سلسیوس و φ، عرض جغرافیایی است. این فرمول به نحوی تنظیم شده است که کاربرد آن برای دریایی‌ترین ایستگاه اروپا، یعنی تورزهافن[2]، به نتیجه $K=۰$ و برای برّی‌ترین ایستگاه آسیا، یعنی ورخویانسک[3]، به نتیجهٔ $K=۱۰۰$ می‌رسد.

از آنجا که عامل عرض جغرافیایی در مخرج فرمول ۱ـ۴ قرار دارد، کاربرد آن در نواحی استوایی محدود و حتّی بی‌معنی می‌شود؛ از این رو، گورژینسکی[4] (۱۹۲۰) فرمول مشابهی ابداع کرد که کونراد[5] و پولاک[6] آن را به‌کار بردند و اشاعه دادند. شکل کلی فرمول گورژینسکی که در آن سینوس عرض جغرافیایی در نظر گرفته شده است، چنین است:

$$K=\frac{۱/۷\times A}{\sin(\varphi+۱۰)}-۱۴ \qquad (۴_۲)$$

در این زمینه، ایوانف[7] فرمول دیگری ابداع کرد که عملاً کاربرد وسیعتری یافت. در فرمول ایوانف، علاوه بر نوسانهای سالانهٔ دما (A)، تغییرات روزانهٔ دما (a) و کسری اشباع (D) نیز منظور شده است:

$$K=\frac{A+a+۰/۲۵}{۰/۳۶\varphi+۱۴}.۱۰۰ \qquad (۴_۳)$$

ایوانف براساس فرمول خود، اقلیمهای مختلف را با ضریبهای ذکر شده در جدول ۷ـ۴ مشخص و نقشه‌هایی با ارزش برای بخشهای وسیعی از سطح کرهٔ زمین ارائه کرد.

در تقسیم‌بندی فوق، نتیجهٔ ۱۰۰ درصد، معمولاً متعلق به حاشیهٔ سواحل است و حداقل قاره‌ای (برّی) بودن اقلیم با ۳۷ درصد، در جزیره ماکواری واقع در جنوب نیوفوندلند، و حداکثر قاره‌ای بودن اقلیم با ۲۵۰ تا ۲۶۰ درصد، در مرکز آسیا و صحرای افریقاست.

---

1. Schrepfer
2. Thorshaven
3. Werchajansk
4. Gorezynski
5. Conrad
6. Pollak
7. Ivanov

جدول ۴.۷ آستانه‌های اقلیمی (ایوانف)

نوع اقلیم	ارقام اقلیمی به درصد
۱. اقیانوسی حاد	<۴۷
۲. اقیانوسی	۵۶_۴۸
۳. اقیانوسی معتدل	۶۸_۵۷
۴. بحری	۸۲_۶۹
۵. بحری ضعیف	۱۰۰_۸۳
۶. برّی ضعیف	۱۲۱_۱۰۱
۷. برّی معتدل	۱۴۶_۱۲۲
۸. برّی	۱۷۷_۱۴۷
۹. برّی شدید	۲۱۴_۱۷۸
۱۰. برّی حاد	>۲۱۴

جدول ۸_۴ گذار اقلیمی کاملاً دریایی را به اقلیمی کاملاً برّی نشان می‌دهد. ارقام ذکر شده در این جدول، در شکل ۴_۴ نیز آمده‌اند.

این جدول معرف شرایط دمایی در اروپای مرکزی (ایستگاه برلن)، در مناطق حارّه (ایستگاه جاکارتا) و سرانجام در قطب جنوب (ایستگاههای پایگاه نروژ و لیتل امریکا و آموندسن اسکات) است. مشاهده می‌شود که دمای بسیار پایین زمستانی و نسبتاً بالای تابستانی در اوی‌میکن کاملاً چشمگیر است. حداکثر دمای تابستانی این ایستگاه حتّی از ۳۰ درجه سلسیوس هم فراتر می‌رود. در اشاره به کمترین دمای سطحی زمین، قبلاً چندین بار به ایستگاههای اوی‌میکن و ورخویانسک در سیبری اشاره شد. در حالی که در طول سال جهانی ژئوفیزیک (۱۹۵۷_۱۹۵۸)، کمترین دمای سطح کرهٔ زمین را برابر با ۸۸/۳ − درجهٔ سلسیوس، در ایستگاه وستوک[1] در قطب جنوب اندازه گیری کرده‌اند، حداکثر دمای مشاهده‌شده نیز در سال ۱۹۲۲، برابر با ۵۷/۷ سانتیگراد از العزیزیه واقع در لیبی گزارش شده است.

۴_۶ مقایسه شرایط دمایی دو نیمکره

در جدول ۹_۴، معدل دمای زمستان و تابستان دو نیمکره و همچنین نوسانهای سالانهٔ

1. Vostock

جدول ۴.۸ نمونه سیر سالانهٔ دما در اقلیمهای مختلف (لیلیه کویست، ۱۹۸۶)

ایستگاه		ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سال
ایرلند (والنسیا)	میانگین	۶/۹	۶/۸	۸/۳	۹/۴	۱۱/۴	۱۳/۸	۱۵	۱۵/۴	۱۴	۱۱/۶	۹/۱	۷/۸	۱۰/۸
آلمان غربی (برلن)	میانگین	-۰/۵	۰/۲	۳/۹	۹/۰	۱۴/۳	۱۷/۷	۱۹/۴	۱۸/۸	۱۵/۰	۹/۶	۴/۷	۱/۲	۹/۵
شوروی (مسکو)	میانگین	-۹/۹	-۹/۵	-۴/۲	۴/۷	۱۱/۹	۱۶/۸	۱۹/۰	۱۷/۱	۱۱/۲	۴/۵	-۱/۹	-۶/۸	۴/۴
سوئد(کارسوآندو)	میانگین	-۱۴/۰	-۱۳/۹	-۹/۹	-۳/۶	۳/۰	۹/۸	۱۳/۷	۱۱/۲	۵/۴	-۱/۶	-۷/۳	-۱۱/۲	-۱/۵
شوروی (اوی‌میکن)	میانگین	-۴۷/۲	-۴۲/۹	-۳۴/۲	-۱۵/۴	۱/۴	۱۱/۶	۱۴/۸	۱۰/۹	-۱/۶	-۱۶/۲	-۳۵/۱	-۴۴/۰	-۱۱/۳
	حداکثر	-۳۲/۲	-۲۱/۳	-۴/۳	۳/۰	۲۲/۳	۲۹/۳	۳۲/۵	۲۸/۵	۲۱/۲	۷/۶	-۰/۴	-۲۳/۰	-
	حداقل	-۶۵/۲	-۶۷/۷	-۵۶/۷	-۴۴/۹	-۲۵/۴	-۵/۸	-	-۱۰/۸	-۱۷/۸	-۴۴/۵	-۶۲/۲	-۶۳/۹	-
جاوه (جاکارتا)	میانگین	۲۶/۲	۲۶/۳	۲۷/۱	۲۷/۲	۲۷/۳	۲۷/۰	۲۶/۷	۲۷/۰	۲۷/۴	۲۷/۴	۲۶/۹	۲۶/۶	۲۶/۶
پایگاه نروژ	میانگین	-۵/۲	-۸/۱	-۱۶/۲	-۱۹/۲	-۱۸/۵	-۲۴/۸	-۲۵/۰	-۲۵/۰	-۲۷/۳	-۱۷/۷	-۱۰/۶	-۶/۰	-۱۷/۰
جنوبگان (لیتل امریکا)	میانگین	-۶/۱	-۱۲/۵	-۲۱/۹	-۲۸/۴	-۳۰/۸	-۲۸/۱	-۳۵/۹	-۳۶/۴	-۳۶/۲	-۲۵/۵	-۱۴/۵	-۶/۸	-۲۳/۶
جنوبگان (آموندسن اسکات)	میانگین	-۲۷/۰	-۳۷/۵	-۵۸/۸	-۵۷/۸	-۵۶/۴	-۵۹/۲	-۵۸/۵	-۵۹/۹	-۶/۱	-۵۱/۱	-۳۷/۶	-۲۸/۲	-۴۸/۹

دمای آنها مقایسه شده‌اند. در این جدول توزیع نامتقارن دمای نیمکرهٔ شمالی و جنوبی که زاییده عدم توزیع یکنواخت آب و خشکی است، کاملاً آشکار است. می‌بینیم که نیمکرهٔ شمالی دمای سالانه بالاتری دارد.

جدول ۴.۹ میانگین دمای نیمکره‌ها به سلسیوس، در مقایسه با دمای کلی زمین (هان‌سورینگ، ۱۹۳۹)

	دی ماه	تیر ماه	سال	نوسانهای سالانه
نیمکرهٔ شمالی	۸/۱	۲۲/۴	۱۵/۲	۱۴/۳
نیمکرهٔ جنوبی	۱۷/۰	۹/۷	۱۳/۳	۷/۳
کرهٔ زمین	۱۲/۶	۱۶/۰	۱۴/۳	۳/۴

دمای بالای نیمکرهٔ شمالی ناشی از این حقیقت است که تابستان آن به مراتب گرمتر از فصل گرم نیمکرهٔ جنوبی است و این خود زاییده موقع جغرافیایی قطعات خشکی بزرگتر در نیمکرهٔ شمالی است که بشدت از تابش خورشید تأثیر می‌پذیرند و در نتیجه، تأثیر تابش تابستانی در آن، به مراتب بیش از تأثیر زمینتاب زمستانی است.

با محاسبه دمای ناشی از چگونگی تابش در مدارهای مختلف (هوفمان[1]، ۱۹۶۳)، امکان مقایسهٔ ارقام دمایی ایستگاههای مورد دیده‌بانی در عرضهای جغرافیایی مشابه به دست آمد. جدول ۱۰ـ۴ حاصل این بررسی است.

جدول ۴.۱۰ میانگین دمای تابشی به سانتیگراد در مقایسه با دمای حقیقی مدارهای مختلف (هوفمان، ۱۹۶۳)

مدارها	۹۰	۸۰	۷۰	۶۰	۵۰	۴۰	۳۰	۲۰	۱۰	۰
دمای تابشی	−۴۴	−۴۱	−۳۲	−۲۰	−۶	۸	۲۲	۳۲	۳۶	۳۹
دمای حقیقی نیمکرهٔ‌شمالی	−۲۲	−۱۸	−۹	−۱	۶	۱۴	۲۰	۲۵	۲۷	۲۶
دمای حقیقی نیمکرهٔ جنوبی	−۲۵	−۲۱	−۱۲	−۳	۵	۱۲	۱۸	۲۳	۲۶	۲۶

1. Hofmann

مشاهده می‌شود که عملکرد عوامل مؤثر در توزیع دما سبب می‌شود که دمای مورد سنجش با دمای حاصل از «محاسبه» چگونگی تابش در تمام عرضهای جغرافیایی تفاوت داشته باشد. عرضهای پایین‌تر از ۳۰ درجهٔ شمالی و جنوبی سردتر از دمای تابشی و عرضهای بالاتر گرمتر از آنند. این نکته بیانگر انتقال گرمای نصف‌النهاری، در جهت رسیدن به تعادل حرارتی ـ براثر عمل بادها و جریانهای اقیانوسی ـ است که با گردش عمومی اتمسفر ارتباط کامل دارد.

جمعبندی

دما از جمله عناصر مهم اقلیمی است که در ایجاد آن، علاوه بر انرژی تابشی خورشید، عوامل متعددی از قبیل ماهیت فیزیکی، هدایت گرمایی، ناهمواری و ارتفاع سطح زمین و همچنین وزش باد و شرایط ابرناکی دخالت دارند.

به طور کلی، مناطق حارّه که در طول سال در معرض تابش سرشار و یکدست خورشید قرار دارند، با دمایی بالا، همراه با نوسانهای ضعیف حرارتی مشخص می‌شوند، در حالی که در عرضهای میانه و بالا، به دلیل تغییرهایی در روند سالانهٔ تابش، دما کمتر اما نوسانهای فصلی شدیدتر است. بدیهی است نه‌تنها زاویه تابش، بلکه میزان جذب، آلبدو و عمق نفوذ تابش در سطح زمین، در چگونگی دمای آن تعیین‌کننده است.

از طرف دیگر، خود دمای متفاوت، در شرایط یکسان تابش خورشید، نشانه گرمای ویژه و هدایت گرمایی متفاوت در سطوح مختلف سطح زمین است. به همین دلیل سطح شنزار به دلیل ظرفیت جذب ضعیف گرما، در طول روز بشدت گرم و در طول شب بسیار سرد می‌شود، در حالی که آبها با ظرفیت جذب گرمایی زیاد خود، تعادل گرمایی بیشتری دارند و به آهستگی گرم و سرد می‌شوند. این نکته در مورد آبها، به دلیل عمق نفوذ بیشتر تابش خورشید و وجود تلاطم، همراه با هدایت گرمایی بالا، کاملاً چشمگیر است.

انتقال گرما از سطوح بالا به لایه‌های عمقی در اجسام جامد، برخلاف آبها، کند انجام می‌گیرد و مدت زمانی طول می‌کشد تا یک موج گرما به لایه‌های عمیقتر نفوذ کند. این امر باعث می‌شود که نوسان دما در لایه‌های سطحی شدید باشد، اما با افزایش عمق کاهش پیدا کند؛ از این رو، روند روزانهٔ دما در عمق ۰/۵ متر و نوسان سالانه، در عمق ۱۰ متر از سطح زمین ناپدید می‌گردد. معمولاً دما در عمق ۱۰ متری سطح زمین ثابت بوده، رقم آن به میانگین سالانهٔ دمای هوا بسیار نزدیک است.

با توجه به جرم و تراکم بیشتر هوا در سطوح پایین تر اتمسفر که خود عامل جذب انرژی بیشتری است، همچنین به دلیل آنکه سطح زمین اتمسفر را گرم می‌کند، با افزایش ارتفاع، دما با آهنگ تقریباً ۰/۵ تا ۰/۶ سلسیوس به ازای هر ۱۰۰ متر، کم می‌شود.

چنین توزیعی، البته معرف شرایط متعارف جوّ در لایه‌های زیرین آن است، با این حال، روند تغییرهای آن ممکن است در شرایط معین برعکس شود و «لایه وارونگی» ایجاد کند. پدیدهٔ لایهٔ وارونگی را که در پایداری و آلودگی هوا اهمیت بسیار دارد، براساس شرایط شکل‌گیری آن، به انواع تابشی، جبهه‌ای و دینامیک تقسیم می‌کنند.

ناهمواریهای سطح زمین تا حدود زیادی نحوهٔ توزیع دما را مشخص می‌کنند، در حالی که چاله‌ها، گودالها و درّه‌ها به دلیل محصور بودن و عدم تحرک هوا در محیطشان، به حد نهایی دما می‌رسند، به طوری که، در روز بشدت گرم و در شب بشدت سرد می‌شوند. ارتفاعات و ناهمواریهای کوچک که بیشتر در معرض حرکت هوا قرار دارند، شرایط حرارتی متعادلتری دارند.

شیب و جهت مختلف دامنه‌ها نیز در توزیع دما مؤثرند و این موضوع بیشتر برای مناطق برون‌حارّه، بویژه در عرضهای میانه اهمیت دارد. به همین دلیل، نسبت تابش پراکنده به تابش کلی، معرف میزان دریافت انرژی تابشی در جهات مختلف دامنه‌هاست.

معمولاً در یک روز تمام ابری که تابش مستقیم وجود ندارد، تأثیر جهت در دامنه‌ها به حداقل می‌رسد. همچنین درجه شیب دامنه‌ها بیانگر میزان دریافت انرژی تابشی خورشید است، تا آنجا که تغییر شیب ممکن است تأثیر عرض جغرافیایی را بسیار تحلیل ببرد.

دما و تغییرات آن در یک محل، تا حدود زیادی به نقل و انتقال افقی هوای گرم و سرد بستگی دارد. این انتقال به صورت مسیر روزانهٔ وزش منظم باد و در دوره‌هایی از سال صورت می‌پذیرد. نقش سیستمهای متنوع سینوپتیک در جابه‌جایی توده‌های هوا در عرضهای میانه، بخصوص به صورت گسترش هوای سرد و گرم، اهمیت بسیار دارد؛ از این‌رو، جابه‌جایی مکرّر توده‌های هوا، روند روزانهٔ دما را به هم می‌ریزد.

ابرها، هم عامل کاهش تابش خورشید و هم باعث کاهش تابش مؤثر آن هستند و در تعدیل و کاهش نوسان روزانه و فصلی دما نیز نقش عمده‌ای دارند و عامل اقلیمی مهمی به شمار می‌آیند.

معمولاً حداقل دمای روز، مقارن طلوع آفتاب و حداکثر آن پس از انقضای حداکثر تابش خورشید، یعنی در بعد از ظهرها ایجاد می‌شود. روند مزبور، با افزایش ارتفاع و فاصله از سطح زمین کند و درعین حال، متعادل می‌شود؛ با این حال، عوامل دیگری از قبیل گردشهای روزانه و فصلی هوا، تلاطمهای جوّی و انواع بارشها، در روند روزانهٔ دما و دامنهٔ تغییر آن تأثیر می‌گذارند و گاهی بکلی آن را تغییر می‌دهند.

هرچه هوا صافتر و زاویهٔ ارتفاع خورشید بیشتر باشد، نوسان روزانهٔ دما شدیدتر است؛ بنابراین، تأثیر عوامل یادشده باعث می‌شود که روند روزانهٔ دما، در مجموع، تابع عرض جغرافیایی باشد. معمولاً این روند در عرضهای پایین شدت دارد، در حالی که در عرضهای بالا، بویژه در مناطق قطبی، ناچیز است.

توزیع سالانهٔ دما شباهت بسیار به روند روزانهٔ آن دارد؛ زیرا وجود حرارتهای نهایی سالانه تابع ارتفاع خورشید است و حداکثر دمای سالانه نیز پس از انقضای حداکثر زاویهٔ تابش خورشید پدید می‌آید؛ از این رو، معمولاً تیر ماه گرمترین و دی ماه سردترین موقع سال در عرضهای میانه است. البته عوامل دیگر، بویژه دریاها، تأثیری چشمگیر در تغییر یا تأخیر بروز دمای نهایی سالانه دارند.

نوسان نهایی سالانهٔ دما نیز تابع وضعیت تابش (عرض جغرافیایی) و موقعیت محل نسبت به دوری یا نزدیکی به دریاست. از آنجا که ارتفاع زاویهٔ خورشید در استوا هرگز از ۶۶/۵ درجه کمتر نمی‌شود و طول روز نیز در طول ایام سال تقریباً برابر است، در وضعیت انرژی تابشی خورشید تغییر چشمگیری رخ نمی‌دهد؛ در نتیجه، دامنهٔ سالانهٔ تغییر دما شدت چندانی ندارد، در حالی که در عرضهای بالا و مناطق قطبی، عکس این امر صادق است.

اهمیت روند تغییرات سالانهٔ دما در ساختار اقلیم مناطق مختلف به حدی است که از آن در تقسیم‌بندیهای اقلیمی، بویژه در تعیین درجه برّی (قاره‌ای) یا بحری (دریایی) بودن اقلیم، استفاده می‌کنند.

برای نشان دادن وضعیت دما از نقشه‌های همدما استفاده می‌شود. از مطالعهٔ نقشه‌های همدما نتایج زیر به دست می‌آید:

۱. توزیع دما به پراکندگی جغرافیایی آب و خشکی بستگی دارد، به طوری که بی‌نظمی خطوط همدما در نیمکرهٔ شمالی شدیدتر است.

۲. اختلاف حرارتی بین قطبهای زمین و استوا در نیمکرهٔ جنوبی بیشتر است.

۳. قطب سرد زمین در جنوبگان قرار دارد؛ زیرا میانگین دمای زمستان در قارهٔ مزبور به ۶۰− درجه سلسیوس می‌رسد و در تابستان متوسط دما از ۲۵− درجهٔ سلسیوس بالاتر نمی‌رود.

۴. استوای حرارتی زمین بر استوای جغرافیایی منطبق نیست و با حرکت ظاهری خورشید در منطقه حارّه جابه جا می‌شود، به طوری که در تابستان در نیمکرهٔ شمالی، و در زمستان با فاصلهٔ کمی از استوا، در نیمکرهٔ جنوبی جابه‌جا می‌شود.

۵. تأثیر جریانهای دریایی در پراکندگی دما کاملاً محسوس است. در نیمکرهٔ شمالی، سواحل شرقی اقیانوسها گرمتر و سواحل غربی سردترند. همچنین سواحل غربی افریقا و امریکای جنوبی که زیر نفوذ جریان آبهای سرد بنگوئلا و پرو قرار دارند، پیوسته دما پایین است. به طور کلی توزیع نامتقارن آب و خشکی در سطح کرهٔ زمین باعث شده است که مقادیر دما و نوسان سالانه آن در نیمکرهٔ شمالی و جنوبی شباهت چندانی نداشته باشند. در واقع، نیمکرهٔ شمالی نسبت به نیمکرهٔ جنوبی، هم گرمتر است و هم نوسان فصلی دمای شدیدتری دارد. بررسیهای مختلف نشان می‌دهد که بین دمای موجود (واقعی) و دمای محاسبه‌شده براساس وضعیت تابش در عرضهای جغرافیایی مختلف (دمای نظری) اختلاف فاحشی وجود دارد. این اختلاف از انتقال انرژی به وسیله بادها و جریانهای اقیانوسی ناشی می‌شود که در مجموع به صورت گردش عمومی هوا در سطح کرهٔ زمین، به سمت تعادل حرارتی گرایش دارد.

کتابنامهٔ فصل

چانگ، جن هو؛ *اقلیم و کشاورزی*؛ ترجمهٔ علیزاده و کوچکی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۳۵۷.

Alter, J. C. (1913); *Crop Safety on Mountain Slopes Proceedings;* American Society for Horticultural Science.

Change, Jen Hu (1978); *Climate and Agriculture;* Translated by Alizadeh, A. & A. **Koocheki**, Ferdousi University.

Conrad, V. and W. Pollak (1950); *Methods in Climatology;* Cambridge, Mass.

Decker, W. L. (1955); *Determination of Soil Temperatures;* from meteorological data, 10Wa State Colleges.

Gorezynski, W. (1920); *Sur le Calcul du degre du Continentalisme et son Application dans la Climatologie;* Geogr. Annalen 2.

Hofmann, G. (1963); "Wärmehaushalt and Advektion Arch.," *Meteor. Geophs. Bioklimat.;* A. II.

Schrepfer, H. (1925); "Die Kontintalität Des deutschen Klimas," *Peterm. Geograph. Mitt.;* 71.

Shreve, F. (1924); *Soil Temperature as Influenced by Altitude and Slope Exposure.* Ecology 5.

Süring, Hann (1939); *Lehrbuch der Meteorologie;* Leipzig.

Regula, H. (1965); *Elementare Wetterkunde;* Frankfürt/M.

فصل پنجم

فشار

۵ـ۱ ویژگیها

فشار هوا نیرویی است که هوا بر یک واحد از سطح زمین وارد می‌کند و مقدار آن در سطح دریای آزاد، برابر است با وزن ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶ سانتیمتر. واحد اندازه گیری فشار هوا در آب و هواشناسی، میلیبار یا هکتوپاسکال[1] است و هر میلیبار یا هکتوپاسکال برابر است با ۱۰۰۰ دین بر سانتیمتر مربع. فشار ستون هوا در سطح دریای آزاد حدود ۱۰۱۳ هکتوپاسکال بر سانتیمتر مربع یا یک اتمسفر است.

چون تراکم هوا با ارتفاع کاهش می‌یابد، با افزایش ارتفاع، فشار هوا نیز کم می‌شود، اما تغییر فشار برحسب ارتفاع چندان منظم نیست. به طور کلی تا ارتفاع ۱۵۰۰ متری سطح زمین، به ازای هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع، فشار هوا حدود ۱۲ هکتوپاسکال کم می‌شود و میزان کاهش فشار در طبقات بالاتر اتمسفر کندتر است. بدیهی است این وضعیت کلی در اتمسفر متعارف یا استاندارد وجود دارد و وضعیت خاص هر محل معین به طور مشخص با دیگر محلها فرق می‌کند.

پراکندگی افقی فشار اتمسفر را با استفاده از خطوط همفشار، به صورت سطح همفشار نشان می‌دهند. خط همفشار خطی است که تمام نقاطِ با فشار یکسان را به هم مربوط می‌کند. نقشه‌های همفشار برای سطوح مختلف اتمسفر تهیه می‌شود. نقشهٔ «هوای سطحی» برمبنای سطح متوسط دریا تهیه می‌گردد؛ یعنی فشار تمام نقاط زمین را

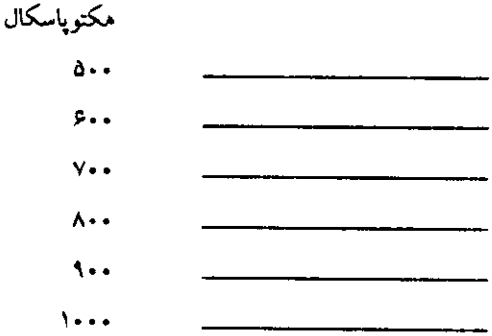
---

۱. تا تاریخ ۳۱ دسامبر ۱۹۷۹ فشار هوا بر حسب میلیمتر جیوه (mmHg) بیان می‌شد، اما از اول ژانویهٔ ۱۹۸۰، قرار بر این شد که آن را به میلیبار تبدیل کنند.
مجدداً از تاریخ اول ژانویه ۱۹۸۵، به توصیه سازمان جهانی هواشناسی، فشار را به هکتوپاسکال بیان می‌کنند. از نظر مقداری، هکتوپاسکال و میلیبار تفاوتی ندارد (به پیوست ۲ مراجعه کنید).

به مبنای سطح دریا تبدیل کرده، روی نقشه نمایش می‌دهند. در نقشه‌های همفشارِ سطوح بالای اتمسفر، مقدار فشار را ثابت درنظر گرفته، ارتفاع آن را در نقاط مختلف زمین با خطوط هم‌ارتفاع رسم می‌کنند، اما در نقشه هوای سطحی، ارتفاع را ثابت درنظر می‌گیرند و فشار متغیّر است. همه این نقشه‌ها را نقشه‌های سینوپتیک می‌نامند.

۵ـ۲ مراکز فشار حرارتی

در اتمسفر متعارف و به فرض یکنواخت بودن سطح زمین، سطوح همفشار اتمسفر با سطوح همدما منطبقند. چنین اتمسفری را اتمسفر «باروتروپیک» یا پایدار می‌نامند. در این اتمسفر، لایه‌های هوا براساس وزن مخصوص قرار گرفته‌اند، به طوری که وزن مخصوص لایه‌های پایینی بیشتر از لایه‌های بالایی است. در اتمسفر باروتروپیک هیچ نوع حرکتی دیده نمی‌شود (شکل ۱ـ۵).



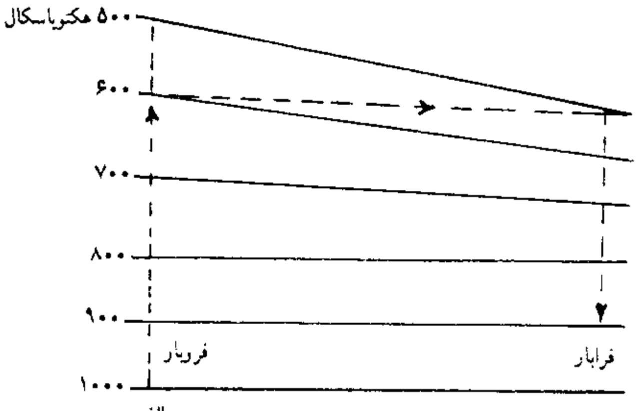
شکل ۱ـ۵ اتمسفر باروتروپیک. در اتمسفر باروتروپیک، سطوح همفشار موازی با سطح دریا و سطوحِ هموزن است.

البته می‌دانیم که سطح زمین ابداً یکنواخت نیست و پراکندگی دما در سطح زمین نشانهٔ این مطلب است. گرمای بیشتر در قسمتی از زمین سبب می‌شود که هوای بالای آن نیز گرمتر از اطراف باشد و همین تفاوت دما عامل ایجاد تغییراتی می‌شود که از فرمول عمومی گازها تبعیت می‌کنند:

$$\frac{P_2 V_2}{T_2} = \frac{P_1 V_1}{T_1} \qquad (۵\text{-}۱)$$

در این فرمول، سه عامل V، حجم؛ P، فشار و T، دمای مطلق گاز در حالت قبل از تغییر (با نشان ۱) و بعد از تغییر (با نشان ۲) مشخص شده‌اند. طبق این فرمول و قانون چارلز، در صورت ثابت‌بودن فشار یک گاز، افزایش دما سبب افزایش حجم آن می‌شود. در فرمول ۱ـ۵، اگر P ثابت فرض شود، $\frac{V_1}{T_1} = \frac{V_2}{T_2}$ خواهد بود. مطابق با تناسب اخیر، هر افزایشی در قسمت اول، همان نسبت افزایش را در قسمت دوم ایجاد می‌کند؛ برای مثال، اگر مقدار معینی گاز با فشار ثابت، در ۳۰۰ درجهٔ کلوین، حجم معینی را اشغال کند، با افزایش دما به ۶۰۰ درجهٔ کلوین، حجم آن دو برابر خواهد شد (رتالاک[1]، ۱۹۷۳).

در طبیعت هم اگر هوای قسمتی از زمین گرمتر از نواحی مجاور باشد، طبق قانون چارلز، حجم آن افزایش می‌یابد؛ یعنی در جهت عمودی حرکت می‌کند و گسترش می‌یابد (شکل ۲ـ۵).



شکل ۲ـ۵ اتمسفر باروکلینیک. در منطقهٔ الف، هوا گرم و منبسط می‌شود و فاصله سطوح همفشار زیاد شده است، اما در منطقهٔ ب، به علت سردشدن، هوا متراکمتر شده و فاصله سطوح همفشار کمتر شده است. در نتیجه، در سطح زمین برروی منطقهٔ ب پرفشار و برروی منطقهٔ الف کمفشار ایجاد شده است؛ در ارتفاع بالا عکس این حالت درست است.

به این ترتیب، سطوح همفشار در منطقهٔ گرم شده بالا می‌روند و به ارتفاع بیشتری می‌رسند؛ در نتیجه، بین منطقهٔ گرم‌شده و نواحی مجاور آن اختلاف فشار به وجود می‌آید. در این حالت، افت محیطی دما نیز در منطقهٔ گرم‌شده با مناطق مجاور یکی

1. Retallack

نیست و تا ارتفاعی معین، فشار روی منطقه گرم بیشتر از فشار روی منطقهٔ سرد است. چنین شرایطی اتمسفر «باروکلینیک» یا ناپایدار را ایجاد می‌کند که در آن حرکات هوا عمودی است و توزیع فشار در روی زمین با لایه‌های بالایی اتمسفر فرق می‌کند (شکل ۲ـ۵). در روی زمین، در منطقهٔ گرم‌شده، مولکولهای هوا بر اثر کسب انرژی حرارتی گرم و سبک می‌شوند و صعود می‌کنند؛ در نتیجه، فشار هوا در روی زمین نسبت به نواحی مجاور کمتر می‌شود و برروی منطقهٔ گرم، مرکز کمفشار یا «فروبار» و برعکس، برروی منطقهٔ سرد، مرکز پرفشار یا «فرابار» پدید می‌آید و حرکت نزولی می‌شود. چون عامل ایجاد این مراکز، تغییرات حرارت در سطح زمین است، آنها را مراکز «فشار حرارتی» می‌نامند.

در شکل ۲ـ۵ دیده می‌شود که در روی زمین، در منطقهٔ گرم، فروبار و در منطقهٔ سرد، فرابار به وجود می‌آید، در حالی که در ارتفاعی معین و در طبقات بالای اتمسفر که بالای منطقهٔ گرم واقعند، فرابار و در بالای منطقهٔ سرد، فروبار تشکیل می‌شود.[1]

۳ـ۵ حرکتهای اتمسفری

اتمسفر قسمتی از سیّاره زمین است و همراه با آن به دور محور زمین می‌چرخد. این حرکت، در آب و هوای سطح زمین تأثیر چندانی ندارد. اتمسفر حرکتهای درونی نیز دارد که در هر دو جهت افقی و عمودی صورت می‌گیرند. عامل ایجاد این حرکتها اختلاف فشار است. اختلاف فشار، توزیع ناهمسان فشار را در داخل اتمسفر سبب می‌شود و هوا برای ایجاد تعادل از مراکز پرفشار به مراکز کمفشار جریان پیدا می‌کند. جریانهای درونی اتمسفر در هر دو جهت عمودی و افقی صورت می‌پذیرد. از جریان عمودی هوا در بررسی اتمسفر باروکلینیک بحث کردیم.

وزش هوا

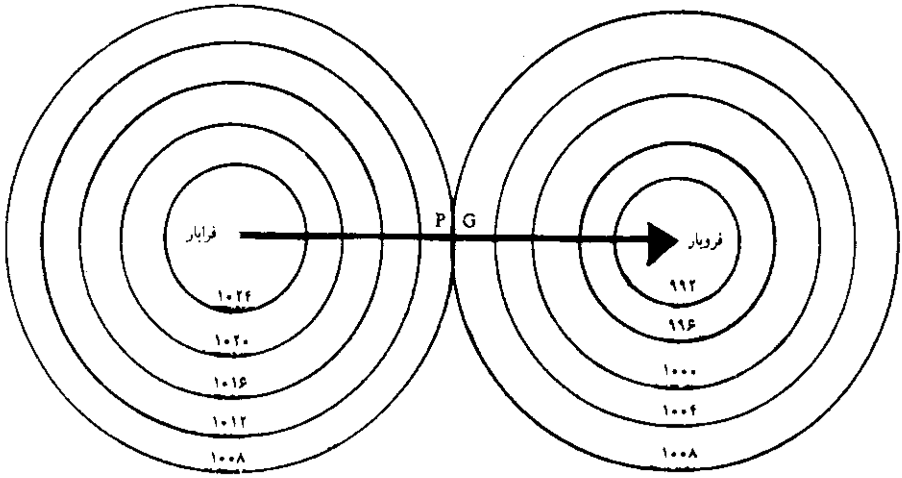
حرکت افقی هوا بر اثر عملکرد نیروهایی است که مهمترین آنها عبارتند از نیروی شیب تغییرات فشار، نیروی کوریولیس و نیروی اصطکاک. در ادامه بحث به هر یک از این نیروها به اختصار می‌پردازیم.

---

۱. در مواردی، مراکز فشار را عوامل دینامیک ایجاد می‌کنند که آنها را سیکلون (فروبار) و آنتی‌سیکلون (فرابار) می‌نامند. از سیکلون و آنتی‌سیکلون بعداً بحث می‌کنیم.

۱. شیب تغییرات فشار

حرکت افقی هوا که بین کانونهای پرفشار و کمفشار انجام می‌گیرد، باد نامیده می‌شود. فشار هوا در سطح زمین در منطقهٔ گرم کم و در منطقهٔ سرد زیاد است (شکل ۲ـ۵)؛ در نتیجه، هوا از منطقه با فشار زیاد به منطقه با فشار کم جریان پیدا می‌کند (شکل ۳ـ۵).



شکل ۳ـ۵ نمایش شیب تغییرات فشار. دایره‌ها خطوط همفشار هستند. پیکان بین فرابار و فروبار جهت نیروی شیب تغییرات فشار را نشان می‌دهد. در نبود نیروهای دیگر، نیروی شیب تغییرات فشار عمود بر خطوط همفشار است. PG نشانهٔ شیب تغییرات فشار است.

این مناطق گرم‌شده و سردشدهٔ سطح زمین را به ترتیب، فروبار و فرابار می‌نامند. مقدار فشار از مرکز فرابار به مرکز فروبار، بتدریج کاهش می‌یابد. این تغییر فشار برحسب فاصله را که جهت آن از مرکز پرفشار به کمفشار است، شیب تغییرات فشار می‌نامند. شیب تغییرات فشار عامل اصلی ایجاد حرکت هوا به صورت باد است.

هوا در امتداد این شیب، به فرض آنکه فقط نیروی حاصل از تغییر شیب عمل کند، از مرکز پرفشار به مرکز کمفشار و در جهت عمود بر خطوط همفشار جریان می‌یابد. شدت باد با میزان افزایش شیب تغییرات فشار و در نهایت اختلاف فشار بین مراکز فرابار و فروبار، رابطهٔ مستقیم دارد.

شیب تغییرات فشار را از روی فاصلهٔ بین خطوط همفشار در نقشه‌های فشار به دست می‌آورند. هر اندازه این فاصله کمتر و خطوط فشرده‌تر باشند، شیب تغییرات فشار بیشتر و درنتیجه باد سریعتر است. در واقع این شیب مولّد باد و کنترل‌کنندهٔ سرعت آن است، اما جهت آن را کاملاً تعیین نمی‌کند.

عملکرد دو نیروی کوریولیس و اصطکاک، به محض شروع حرکت هوا، سبب می‌شود که باد در طبیعت عمود بر خطوط همفشار نوزد. نیروی کوریولیس نتیجهٔ حرکت وضعی زمین و نیروی اصطکاک نتیجهٔ اثر ناهمواریهای زمین است، هر چند در مقیاسهای کوچک محلی، مانند محدودهٔ ساحل دریا یا درهٔ کوهستانی، می‌توان از تأثیر این نیروها صرف‌نظر کرد و عامل اصلی کنترل باد را فقط همان نیروی حاصل از شیب تغییرات فشار در نظر گرفت.

۲. نیروی کوریولیس

این نیرو نتیجهٔ تأثیر حرکت وضعی زمین بر روی اجسام متحرک است. حرکت وضعی زمین دو نوع سرعت دارد: زاویه‌ای (ω) و خطی (V). سرعت زاویه‌ای عبارت است از اندازهٔ زاویهٔ طی شده در واحد زمان که واحد اندازه گیری آن رادیان است و در تمام نقاط کرهٔ زمین ثابت است. سرعت خطی، مسافت طی شده در واحد زمان است که از استوا به قطب کاهش می‌یابد. در استوا که زمین بیشترین محیط را دارد، سرعت خطی حرکت وضعی زمین حداکثر است و در قطب تقریباً برابر با صفر می‌شود. رابطهٔ بین سرعت زاویه‌ای و سرعت خطی زمین چنین است:

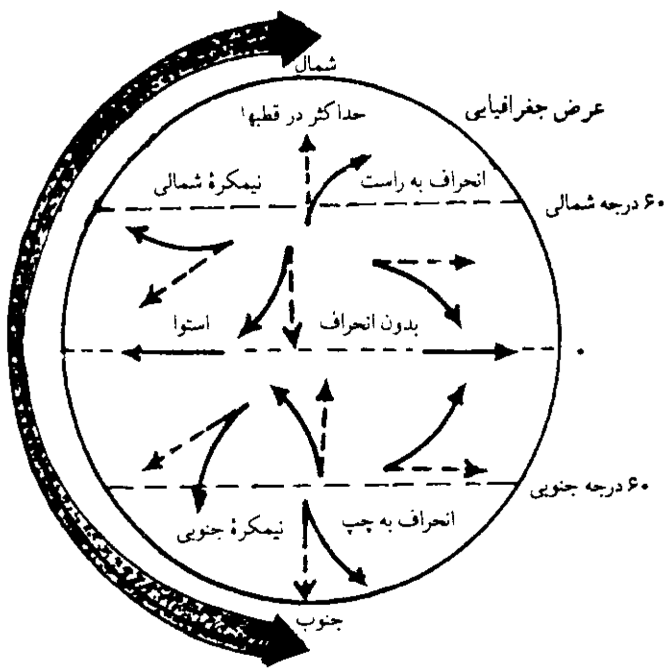
$$V = \omega r \qquad (۵\text{-}۲)$$

در این فرمول، r فاصله نقطهٔ موردنظر از سطح زمین تا محور زمین، در امتداد خط عمود از آن نقطه بر محور زمین است؛ بنابراین، هرچه از استوا به طرف عرضهای جغرافیایی بالاتر برویم، مقدار V به دلیل کاهش تدریجی r و ثابت بودن ω، کاهش می‌یابد تا آنجا که در قطب به صفر می‌رسد.

نیروی کوریولیس، نیرویی است که در نتیجهٔ حرکت وضعی زمین، بر تودهٔ هوای متحرک اثر می‌کند. برای درک آن، جرم ثابتی از هوا را درنظر بگیرید که در استوا با سرعتی خطی برابر با سرعت خطی زمین به دور آن می‌چرخد. وقتی این تودهٔ هوا براثر نیروی شیب تغییرات فشار به طرف عرضهای جغرافیایی بالاتر حرکت کند، هر قدر که از استوا دورتر شود، سرعت خطی آن از سرعت خطی زمین در عرضهای بالاتر بیشتر می‌شود و سرانجام از آن جلو می‌زند (در نیمکرهٔ شمالی). مثلاً اگر این تودهٔ هوا، از استوا در امتداد نصف‌النهار ۵۰°E حرکت کند، در حوالی مدار ۳۰°N، دیگر نه در امتداد نصف‌النهار مزبور بلکه در شرق آن خواهد بود؛ یعنی ضمن حرکت، به سمت راست

منحرف می‌شود. همینطور اگر تودهٔ هوا با سرعت خطی اولیهٔ ثابت از عرضهای بالاتر به طرف استوا حرکت کند، بتدریج در طول مسیر، از سرعت آن نسبت به زمین کمتر شده، در عرضهای جغرافیایی پایین‌تر عقب می‌ماند، طوری که به نظر می‌رسد به طرف راست منحرف شده است. این فرایند را کوریولیس[1] در سال ۱۸۴۴ کشف کرد و نیروی حاصل از آن را به افتخار او نیروی کوریولیس نامیدند.

جهت حرکت کرهٔ زمین در مدار خود، از غرب به شرق است؛ به همین دلیل، جهت حرکت وضعی زمین برای ناظری که در فضا، از بالای قطب شمال به آن نگاه می‌کند، در خلاف جهت حرکت عقربهٔ ساعت است و برای ناظری که از طرف قطب جنوب به آن نگاه می‌کند، در جهت حرکت عقربهٔ ساعت به نظر می‌آید؛ در نتیجه، انحراف حاصل از نیروی کوریولیس، در نیمکرهٔ شمالی به طرف راست مسیر حرکت و در نیمکرهٔ جنوبی به طرف چپ این مسیر خواهد بود (شکل ۴ـ۵).



شکل ۴ـ۵ اثر نیروی کوریولیس بر جهت باد. پیکانهای بریده‌بریده جهت باد را در صورت نبود نیروی کوریولیس، و پیکانهای پررنگ جهت باد را پس از تأثیر نیروی کوریولیس نشان می‌دهند (استرالر، ۱۹۷۸).

1. Coriolis

مقدار نیروی کوریولیس در هر نقطه از زمین، از معادلهٔ زیر به دست می‌آید:

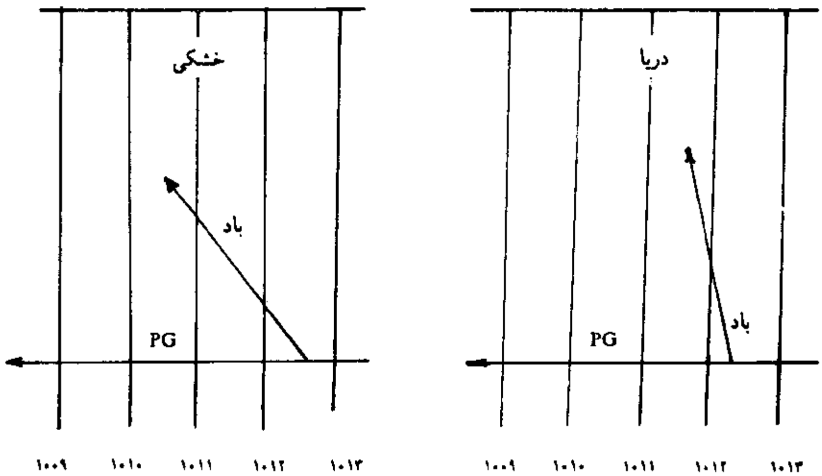
$$F= ۲V \omega \ Sin\varphi \qquad (۵_۳)$$

در این معادله، V، سرعت خطی تودهٔ هوا؛ ω، سرعت زاویه‌ای زمین؛ ω، عرض جغرافیایی و F نیروی کوریولیس است و چون مقدار ω در همه جا ثابت است، مقدار F به سرعت تودهٔ هوا و عرض جغرافیایی بستگی پیدا می‌کند؛ یعنی هر چه باد سریعتر باشد، مقدار نیروی کوریولیس بیشتر و انحراف حاصل از آن زیادتر است. پس در سطوح بالای اتمسفر که بادها سریعتر می‌وزند، انحراف مسیر بیشتر است. همچنین، با توجه به معادلهٔ ۳ـ۵ و شکل ۴ـ۵ مقدار انحراف در عرضهای جغرافیایی بالاتر بیشتر است، به طوری که انحراف در استوا نزدیک به صفر و در قطبها حداکثر می‌شود.

نیروی کوریولیس جهت باد را تغییر می‌دهد ولی در سرعت آن اثری ندارد.

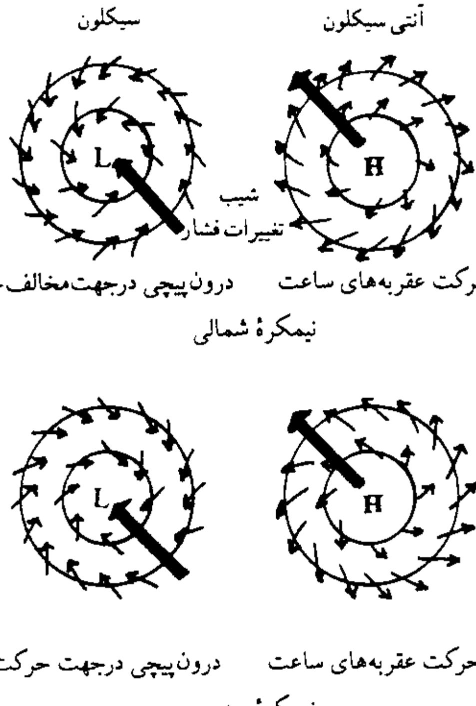
۳. نیروی اصطکاک

ناهمواری سطح زمین، اصولاً عامل بازدارندهٔ باد است. این ناهمواریها، هم سرعت باد را کاهش می‌دهند و هم جهت آن را عوض می‌کنند. ناهمواری و در نتیجه تأثیر نیروی اصطکاک، درخشکیها بیشترو در دریاها کمتر است، به طوری که زاویهٔ جهت باد با خطوط همفشار، در خشکیها به حدود °۳۰ و در دریاها به حدود °۱۵ می‌رسد (شکل ۵ـ۵).



شکل ۵ـ۵ اثر ناهمواری بر مسیر وزش باد. خطوط عمودی، خطوط همفشار؛ PG، جهت شیب تغییرات فشار و پیکان مورّب، جهت حقیقی باد را نشان می‌دهند. فشار بر حسب هکتوپاسکال است.

بنابراین، نیروی اصطکاک در خشکیها انحراف حاصل از نیروی کوریولیس را کم می‌کند، در حالی که در دریاها اثر چندانی بر انحراف کوریولیس ندارد (شکل ۶ـ۵).



شکل ۶ـ۵ جهت چرخش هوا در فرابارها و فروبارها در نیمکرهٔ شمالی (بالا) و نیمکرهٔ جنوبی (پایین). پیکانهای باریک جهت وزش باد و پیکانهای پهن جهت نیروی شیب تغییرات فشار را نشان می‌دهند (استرالر، ۱۹۷۸).

اثر ناهمواری سطح زمین بر بادها، تا ارتفاع حدود ۹۰۰ الیٰ ۱۵۰۰ متری وجود دارد و در ارتفاعات بالاتر از بین می‌رود؛ در نتیجه، دو نیروی کوریولیس و شیب تغییرات فشار مسیر باد را در لایه‌های بالای اتمسفر کنترل می‌کنند. همچنین سرعت باد در لایه‌های بالایی اتمسفر زیاد می‌شود و به سرعت رودباد (بیش از ۳۰ متر در ثانیه) می‌رسد.

۴. ترکیب عملکرد نیروها در ایجاد باد

اگر خطوط همفشار مانند شکل ۵ـ۵ موازی فرض شوند و نیروی اصطکاک نیز وجود نداشته باشد، نیروی کوریولیس، باد را از مسیر نیروی شیب تغییرات فشار خارج می‌کند

و در پی تعادل این دو نیرو به وضعیتی موازی با خطوط همفشار درمی‌آورد. چنین بادی را باد «ژئوستروفیک» می‌نامند. باد ژئوستروفیک در حالتی پدید می‌آید که پراکندگی فشار در پهنه‌ای گسترده از زمین، تقریباً متجانس بوده، خطوط همفشار در آن پهنه به موازات همدیگر باشند. اما در طبیعت، بویژه در خشکیها، به علت ناهمگنی سطح زمین در مقیاس محلّی، تغییرات فشار وجود دارد و خطوط همفشار در بیشتر موارد مسیر منحنی دارند. بنابراین، در هر نقطه‌ای از سطح زمین، علاوه بر نیروهای کوریولیس و شیب تغییرات فشار، نیروهای گریز از مرکز (درحالت فرابار) یا جاذب به مرکز (درحالت فروبار) نیز اثر می‌گذارند. در حالتی که خطوط همفشار، مسیرهایی منحنی و موازی با یکدیگر داشته باشند، بادی که در پی تعادل جمع نیروهای گریز از مرکز یا جاذب به مرکز و نیروی شیب تغییرات فشار با نیروی کوریولیس به وجود می‌آید، باد «گرادیان» نامیده می‌شود. این باد به موازات منحنیهای همفشار می‌وزد.

در عمل، نیروی اصطکاک وجود دارد و مسیر باد از حالت باد گرادیان خارج می‌شود، به طوری که باد همیشه منحنیهای همفشار را با زاویه‌ای قطع می‌کند.

با درنظر گرفتن اثر همهٔ نیروهای ذکرشده، مسیر واقعی باد در هر نقطه‌ای از سطح زمین در نیمکرهٔ شمالی، در خشکی حدود ۶۰ درجه و در دریا حدود ۷۵ درجه به طرف راست جهت نیروی شیب تغییرات فشار است (شکل ۵ـ۵). در نیمکرهٔ جنوبی، مسیر واقعی باد به همین وضعیت، اما در سمت چپ جهت نیروی شیب تغییرات فشار قرار دارد. در طبیعت، طبق قانون بویس بالوت[1]، هواشناس هلندی، در هر نقطه از سطح زمین، اگر پشت به باد بایستیم، جهت باد در نیمکرهٔ شمالی به طرف راست و در نیمکرهٔ جنوبی به طرف چپ خواهد بود. اثر مجموع این نیروها سبب می‌شود که جریان هوا در نیمکرهٔ شمالی، از مراکز فرابار، در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به اطراف پخش شود و در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت به طرف مراکز فروبار جریان پیدا کند. در نیمکرهٔ جنوبی عکس این حالت رخ می‌دهد (شکل ۵ـ۶).

۵ـ۴ گردش عمومی هوا

تقسیم‌بندی باد

باد را می‌توان به روشهای متعددی تقسیم‌بندی کرد، ولی برای مطالعهٔ روشن و منظم آن،

1. Boys-Ballot

معیار وسعت منطقهٔ وزش باد، ساده‌تر و مناسبتر است. این تقسیم‌بندی از نظر ژنتیکی نیز تقریباً قابل‌قبول است. در این تقسیم‌بندی، باد به سه دستهٔ محلّی، منطقه‌ای و سیّاره‌ای تقسیم می‌شود.

بادهای محلی براثر تغییرات روزانه فشار پدید می‌آیند. بادهای منطقه‌ای بر اثر تغییرات درازمدت فشار (در مقیاس ماه و فصل) به وجود می‌آیند و عامل ایجاد آنها در بیشتر موارد، دینامیکی است. عامل اصلی ایجاد بادهای سیّاره‌ای، نابرابری در توزیع انرژی تابشی خورشید در سطح کرهٔ زمین است.

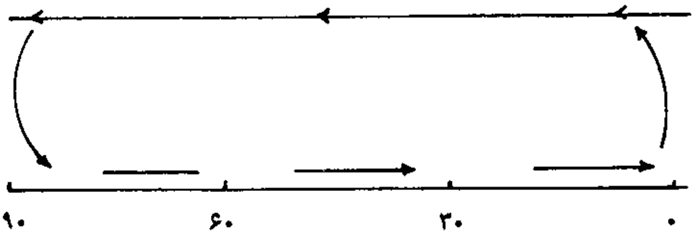
بادهای سیّاره‌ای، گردش عمومی هوا را تشکیل می‌دهند و از این طریق تغییرات منطقه‌ای و محلّی را کنترل می‌کنند. گردش عمومی هوا که عامل اصلی تمام تغییرات آب و هوایی سطح زمین است، باعث حرکت هوا در سه جهت مداری، نصف‌النهاری و عمودی می‌شود (منظور از حرکت عمودی هوا، جریان هوا در جهت عمود بر سطح زمین است).

مدلهای گردش عمومی هوا

۱. *سلول هدلی*

برای تعیین گردش عمومی هوا مدلهای گوناگونی عرضه شده است. در سال ۱۷۳۵، یکی از نخستین مدلها کار جورج هدلی[1] است. مدل هدلی بر این اساس است که چون انرژی تابشی خورشید در منطقهٔ حارّه بیشتر است، هوای این منطقه گرم می‌شود و صعود می‌کند، در حالی که هوای منطقهٔ قطبی به علت دریافت انرژی تابشی کمتر، سرد و در نتیجه سنگین شده، به طرف زمین نزول می‌کند. صعود هوا در استوا و نزول آن در قطب باعث می‌شود که در سطح زمین در استوا فروبار و در قطبها فرابار ایجاد شود؛ و برعکس، در ارتفاعات بالای استوا، فرابار و در ارتفاعات بالای قطبها فروبار پدید آید. درنتیجه، با توجه به امتداد شیب تغییرات فشار، هوا در ارتفاعات بالا در استوا (فرابار) به طرف قطب (فروبار)، و در سطح زمین هوای سرد قطبی (فرابار) به طرف استوا (فروبار) حرکت می‌کند (شکل ۷ـ۵).

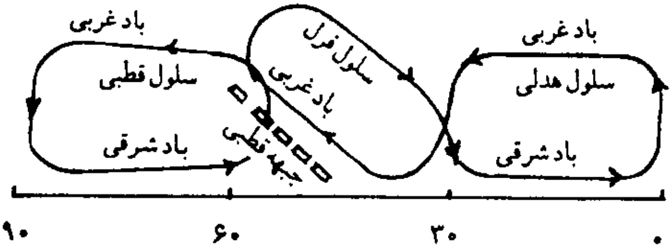
1. G. Hadley



شکل ۵.۷ سلول هدلی که گردش هوا را بین استوا و قطب نشان می‌دهد.

این مدل که بعدها به سلول هدلی معروف شد، فقط نیروی شیب تغییرات فشار را درنظر می‌گیرد و از این‌رو فقط در مورد زمین ثابت و صاف صادق است، در صورتی که سطح زمین ناصاف است و به دور محور خود حرکت وضعی دارد؛ بنابراین، به محض اینکه حرکت باد از استوا به طرف قطب آغاز می‌شود، نیروی کوریولیس (ص ۱۴۸) و نیروی اصطکاک سطح زمین (ص ۱۵۰) برآن اثر می‌کنند و مانع حرکت آن به طرف قطب می‌شوند. تأثیر نیروی کوریولیس به حدی است که در حوالی مدار رأس‌السرطان باد را کاملاً در جهت شرق منحرف می‌کند.

به هر حال، امروز مدل هدلی به منطقه حارّه محدود شده است و با آن می‌توان وجود بادهای بسامان (تجارتی) را تبیین کرد. بادهای بسامان به دلیل افزایش تدریجی سرعت باد و به تبع آن نیروی کوریولیس در طبقات بالاتر اتمسفر، از مسیر معمول خود (شمال شرقی ـ جنوب غربی) خارج و به طرف راست منحرف می‌شوند و تقریباً به صورت بادهای شرقی در می‌آیند (شکل ۸ـ۵).



شکل ۵.۸ مدل گردش عمومی هوا که سلول غیرمستقیم فرل را در منطقه معتدل نشان می‌دهد.

۲. سلول فرل

در سال ۱۸۵۶، با توجه به نقاط ضعف مدل هدلی، فرل[1] مدلی عرضه کرد که مطابق با آن، با درنظر گرفتن حرکت وضعی ثابت زمین، می‌بایست بادهایی از جهت مقابل بادهای بسامان شرقی بوزد و نیز به دلیل اصطکاک زمین، سلول دیگری در منطقه برون حاره وجود داشته باشد. این سلول که آن را به نام خود او سلول فرل ـ و گاه چون عامل ایجاد آن غیرحرارتی فرض شده است، سلول غیرمستقیم فرل ـ می‌نامند، علت ایجاد بادهای غربی را تبیین می‌کند (۸ـ۵). در مدل فرل سلول هدلی به منطقهٔ بین استوا و مدار رأس‌السرطان محدود شده، در قطب سلول حرارتی دیگری به نام سلول قطبی، درنظر گرفته می‌شود.

طبق نظر فرل، هوای منطقهٔ استوا ضمن حرکت به طرف قطب، در حوالی مدار رأس‌السرطان به طرف پایین می‌آید و در سطح زمین به طرف عرضهای جغرافیایی مناطق برون‌حاره حرکت می‌کند. این جریان ابتدا جهت جنوب غربی دارد و بتدریج با افزایش ارتفاع به «گشت» دچار می‌شود و در ارتفاعات بالا از جهت شمال غربی می‌وزد (یعنی به دور سلول فرل می‌گردد).

۳. مدل رزبای

مدل فرل را بعدها دانشمندان دیگری مانند برجرون[2] و رزبای اصلاح کردند. بنا به نظر برجرون نروژی، چون بادهای جنوب غربی حاصل از سلول فرل، هوای گرم عرضهای پایین را در سطح زمین به طرف عرضهای بالا هدایت می‌کنند و سلول قطبی حاصل از فرابار حرارتی نیز هوای سرد عرضهای جغرافیایی بالا را به طرف عرضهای پایین می‌کشاند، در مرز بین این دو توده هوا (سلول فرل و سلول قطبی) جبهه قطبی تشکیل می‌شود و به این ترتیب نظریهٔ جبههٔ قطبی نضج می‌گیرد.

کارل رزبای، با توجه به ثابت بودن اندازه حرکت زاویه‌ای مطلق و اصل چرخندگی، اظهار داشت که بادهای غربی حالت موجی دارند و بادهای غربی سلول فرل از طریق این موجها با بادهای غربی بالای سلولهای هدلی و قطبی مربوط می‌شوند. همچنین بنا به نظر رزبای، سلول فرل در تمام دور نیمکره ثابت نیست، بلکه به

---

1. W. Ferrel 2. Bergeron

دلیل عملکرد این موجها تغییرات مداری قابل ملاحظه‌ای پیدا می‌کند.

پس از جنگ جهانی دوم، پالمن[1] و نیوتن مدل رزبای را تا حدّی اصلاح کردند. شکل ۹ـ۵ نتیجهٔ اصلاحات این دانشمندان را نشان می‌دهد.

در این مدل، سلول هدلی در منطقهٔ حارّه قرار دارد و سلول منظم حرارتی در منطقهٔ قطبی جای خود را به حرکت تلاطمی داده است؛ یعنی حرکت عمودی هوا در اینجا نامنظم است و از طریق تلاطم صورت می‌گیرد.

در مجموع، در منطقهٔ قطبی به دلیل از دست رفتن انرژی تابشی، حرکت عمودی غالب، نزولی است و در بیشتر وقتها سیستم پرفشار در آنجا مستقر است.

حرکت هوا در منطقهٔ برون‌حارّه، اصولاً به صورت پیچانه‌ای (ترکیبی از حرکت مداری و حرکت نصف‌النهاری) انجام می‌شود.

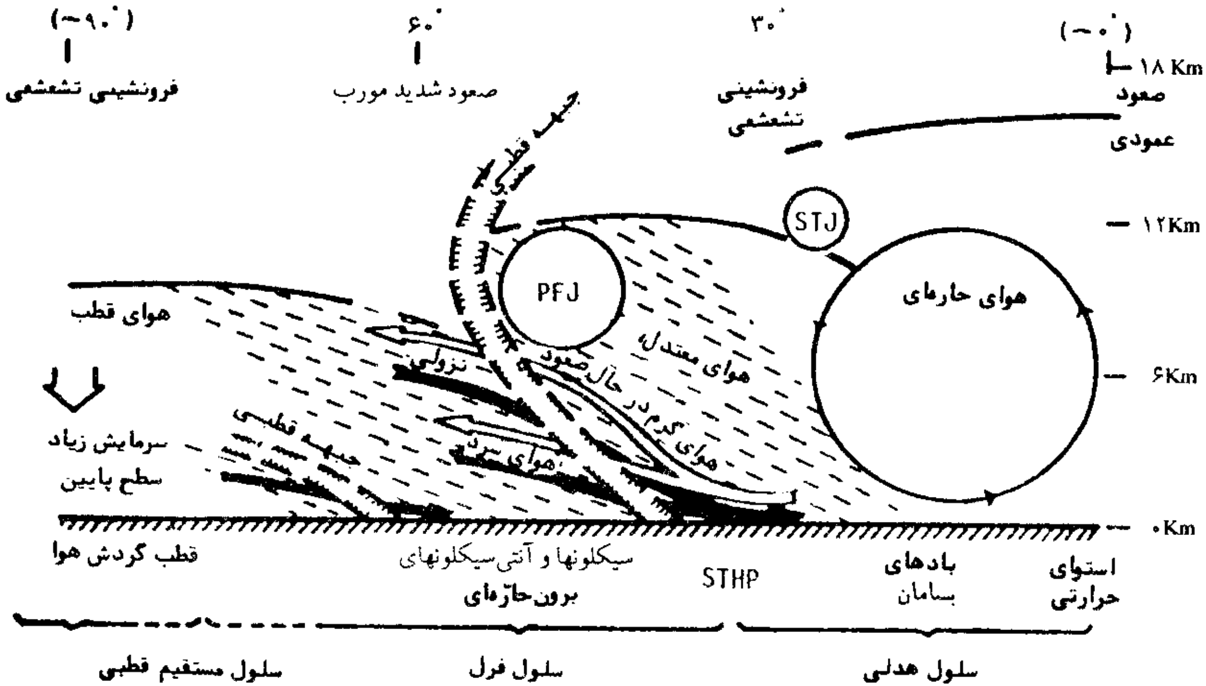
امروزه سلول فرل اهمیت خود را از دست داده و فقط به ارتفاعات بالای اتمسفر محدود شده است. به این ترتیب، این سلول دیگر درگردش عمومی اتمسفری نقش مهمی ندارد. پدیده‌های عمدهٔ منطقهٔ برون‌حارّه در سطح زمین، سیکلونها و آنتی‌سیکلونها و در ارتفاعات بالا، موج‌بادهای غربی هستند. بادهای غربی در بالای جبههٔ قطبی و حاشیهٔ حارّه‌ای سلول قطبی، سرعتشان زیاد می‌شود و به صورت رودباد درمی‌آیند.

ساختار گردش عمومی هوا

در شکل ۹ـ۵ پیداست که در منطقهٔ حارّه، سلول هدلی غالب است؛ زیرا هوا در اطراف استوا، براثر دریافت انرژی تابشی زیاد گرم می‌شود و در نتیجه صعود می‌کند. این هوا در ارتفاعات بالاتر بر اثر شیب تغییرات فشار به دو شاخه تقسیم می‌شود که هر شاخه به طرف یکی از قطبها حرکت می‌کند، اما به محض حرکت به طرف قطب، تحت تأثیر نیروی کوریولیس قرار می‌گیرد و از مسیر منحرف می‌شود، تا آنجا که در ارتفاعات حوالی مدار رأس‌السرطان کاملاً به طرف شرق برگشته، به صورت بادهای غربی درمی‌آید. از طرف دیگر، با توجه به اصل ثابت بودن اندازه حرکت زاویه‌ای مطلق و براساس معادلهٔ زیر، سرعت توده هوا به طرف عرضهای بالاتر افزایش می‌یابد.

$$M = mrV \qquad (۵\text{-}۴)$$

1. Palmen



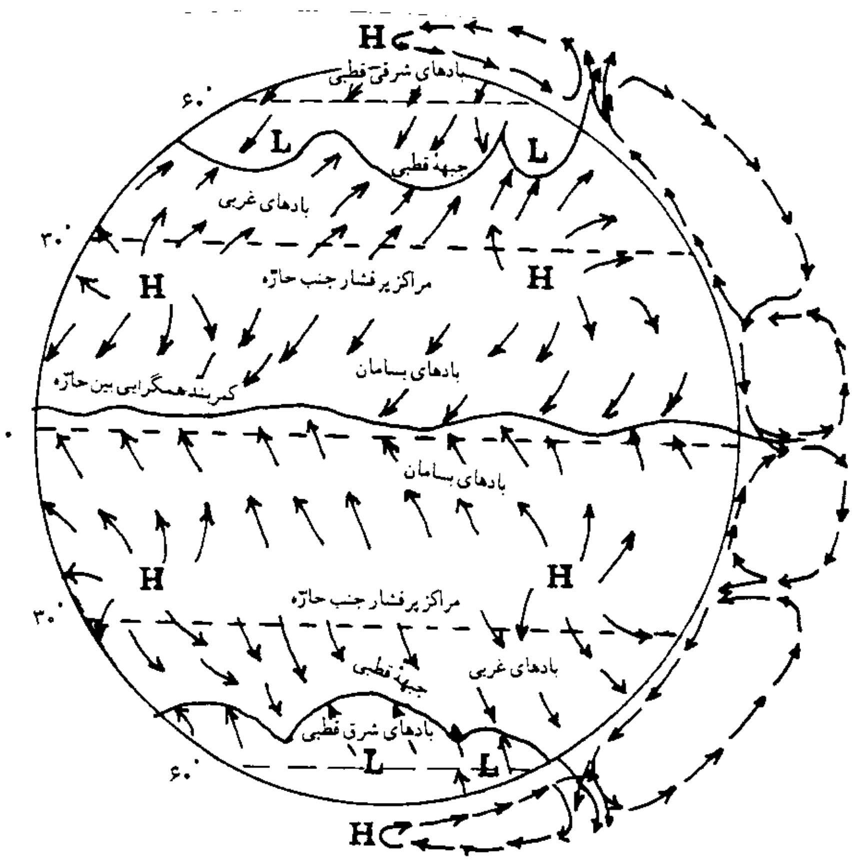
شکل ۹ـ۵ جدیدترین مدل گردش عمومی هوا (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹)

در این معادله m، جرم تودهٔ هوا؛ r، فاصله تودهٔ هوا تا محور چرخش زمین به موازات مدارها؛ V، سرعت خطی توده هوا و M، اندازه حرکت زاویه‌ای مطلق توده هواست. حال اگر جرم تودهٔ هوا را در مسیر حرکت آن ثابت فرض کنیم، خواهیم داشت $M=rV$ و چون مقدار r به طرف قطب کاهش می‌یابد، برای اینکه M ثابت بماند، مقدار V باید افزایش یابد. به همین دلیل باد در حوالی مدار رأس‌السرطان سرعت رودباد را پیدا می‌کند. این رودباد را رودباد جنب‌حارّه[1] می‌نامند. در عین حال، با توجه به معادلهٔ ۳ـ۵، انحراف مسیر باد در نتیجه نیروی کوریولیس نیز بیشتر می‌شود.

در حوالی محل رودباد جنب‌حارّه‌ای (حاشیه قطبی سلول هدلی)، از طرفی هوا مرتب روی هم انباشته می‌شود و از طرف دیگر به دلیل دوری از استوا نسبتاً سرد می‌گردد. در نتیجهٔ این دو فرایند، هوا به زیر منطقهٔ وقوع رودباد نزول می‌کند و به این ترتیب مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای[2] را به وجود می‌آورد. در مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای، هوا در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به اطراف پخش می‌شود. بخشی از این هوا به طرف استوا می‌وزد و جریان بادهای بسامان را به وجود می‌آورد. این بادها بر اثر نیروی کوریولیس منحرف می‌شوند و در نیمکرهٔ شمالی به صورت بادهای شمال شرقی و در نیمکرهٔ جنوبی به صورت بادهای جنوب شرقی به طرف استوا می‌وزند (شکل ۱۰ـ۵).

این دو جریان در حوالی استوا به یکدیگر می‌رسند و بر اثر همگرایی و گرم‌شدن مجدد به طرف بالا صعود می‌کنند. منطقهٔ همگرایی بین دو جریان بسامان را کمربند همگرایی حارّه‌ای[3] می‌نامند. بخشی دیگر از هوای پرفشار جنب‌حارّه‌ای به طرف منطقه برون‌حارّه می‌وزد. این هوا که از عرضهای جغرافیایی گرم منطقه حارّه سرچشمه می‌گیرد، در منطقه برون‌حارّه به طرف عرضهای بالاتر، تا رسیدن به توده هوای سرد قطبی، حرکت می‌کند و در مقابل، تودهٔ هوای سرد قطبی که بر اثر سردی منطقهٔ قطبی سنگین‌تر می‌شود، به طرف عرضهای جغرافیایی منطقهٔ برون‌حارّه جریان می‌یابد. بدیهی است تأثیر نیروی کوریولیس در این مورد نیز مسیر هوا را در نیمکرهٔ شمالی به طرف راست منحرف می‌کند و باعث ایجاد بادهای شرقی قطبی می‌شود. در محل برخورد این دو توده هوای سرد و گرم، جبههٔ قطبی به وجود می‌آید (شکلهای ۹ـ۵ و ۱۰ـ۵). در سرتاسر جبههٔ قطبی که از سطح زمین تا طبقات بالای اتمسفر ادامه دارد، مبادلهٔ هوا صورت می‌گیرد.

1. Subtropical Jet Stream
2. Subtropical High Pressure
3. Intertropical Convergence Zone



شکل ۵.۱۰ عناصر اصلی گردش عمومی هوا (چانگ، ۱۹۷۲). حاشیه بیرونی حرکت سه بعدی هوا را در طبقات مختلف اتمسفر نشان می‌دهد. پیکانها جهت وزش بادها را نشان می‌دهند. H مرکز فرابار و L مرکز فروبار است.

گردش عمومی هوا در منطقهٔ حارّه

منطقهٔ حارّه از نظر جغرافیایی واقع در بین مدار رأس‌السرطان در شمال و رأس‌الجّدی در جنوب، و از نظر آب و هواشناسی به منطقهٔ بین مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای در دو نیمکره اطلاق می‌شود. پدیدهٔ غالب گردش عمومی هوا در این ناحیه از زمین سلول هدلی است که مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای، آن را به سمت قطبها، از ناحیهٔ بادهای غربی منطقه برون‌حارّه جدا می‌کنند. جریان هوای این منطقه، یعنی بادهای بسامان، از پرفشار جنب‌حارّه‌ای در دو نیمکره سرچشمه می‌گیرند و پس از حرکت به طرف استوا، در کمربند همگرایی حارّه‌ای به هم می‌رسند. این بادها در کمربند مزبور دوباره

صعود کرده، در مسیر حرکت خود به طرف قطبها در منطقه پرفشار جنب‌حاره‌ای نشست می‌کنند. بنابراین، منطقهٔ خیزش و منشأ اصلی جریان هوای منطقه حاره، مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای هستند و از این رو بررسی بهتر و منظمتر گردش هوا در منطقهٔ حاره را از مراکز مزبور آغاز می‌کنیم.

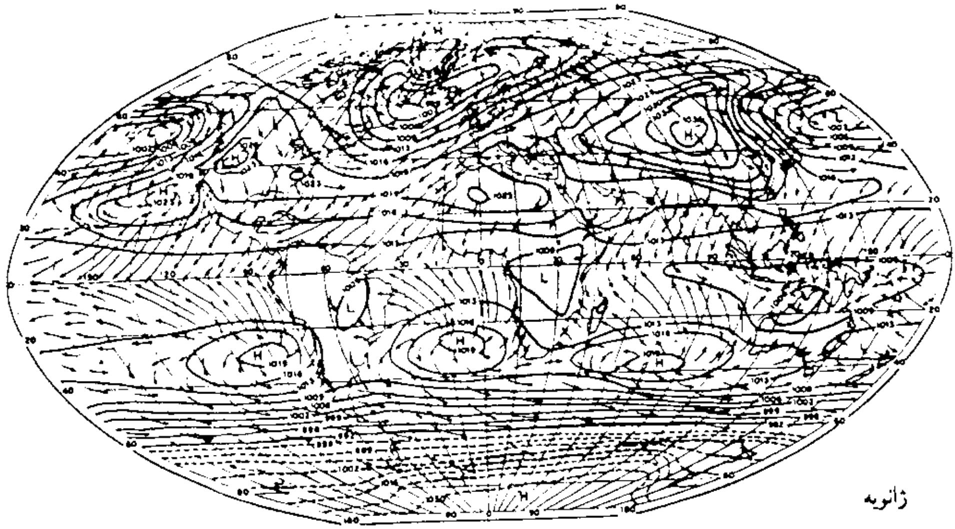
۱. مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای

گفتیم که مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای بر اثر نزول هوا به زیر رودباد جنب‌حاره‌ای، در حاشیهٔ قطبی سلول هدلی تشکیل می‌شوند. بیشتر محققان این مراکز را مراکز فعالیت نامیده‌اند؛ زیرا آنها، در واقع، منشأ بادهای شرقی منطقهٔ حاره و بادهای غربی منطقهٔ برون‌حاره هستند. بادهای بسامان در نیمکرهٔ شمالی به طرف جنوب و بادهای غربی به طرف شمال مراکز پرفشار جریان می‌یابند.

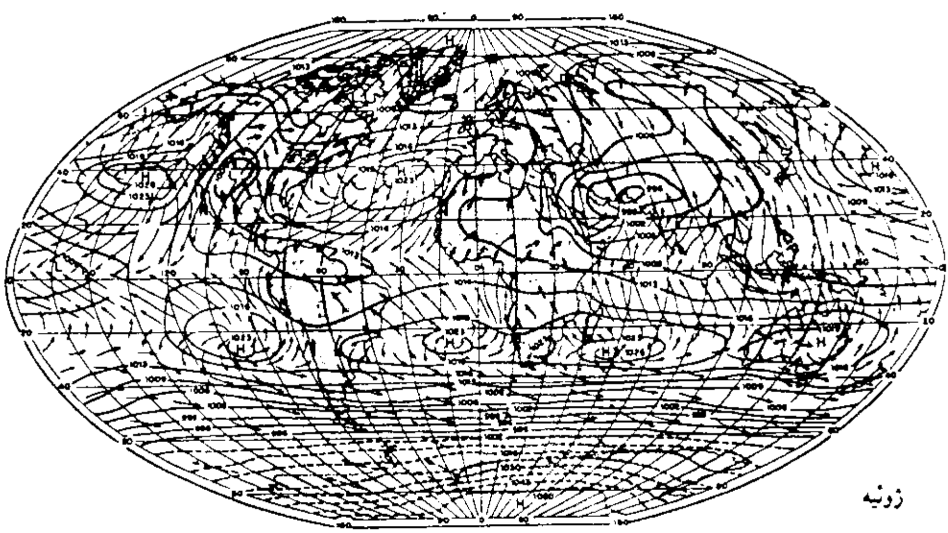
گسترش نصف‌النهاری مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای راکه نسبت به مدار همگرایی حاره‌ای کمابیش قرینه‌اند، خورشید کنترل می‌کند، اما درمجموع، مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای، در نیمکرهٔ جنوبی به استوای جغرافیایی نزدیکترند تا مراکز مزبور در نیمکرهٔ شمالی (چانگ، ۱۹۷۲). ازنظر مداری نیز گسترش دور نیمکره پیوسته نیست، بلکه به صورت سلولهایی مستقل در نواحی خاصی مستقرند. مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای عمده و اصلی در سواحل شرقی اقیانوسها تشکیل می‌شوند و فقط در مواردی که گسترش می‌یابند، در سواحل غربی نیز دیده می‌شوند (شکل ۱۱-۵).

با توجه به این شکل، مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای عمده عبارتند از آزور و کالیفرنیا در نیمکرهٔ شمالی؛ شرق اقیانوس کبیر، شرق اقیانوس اطلس و شرق اقیانوس هند در نیمکرهٔ جنوبی.

تغییرات مکانی مراکز پرفشار جنب‌حاره. مراکز پرفشار جنب حاره‌ای، در نیمهٔ سرد سال، به علت گرمی نسبی اقیانوسها نسبت به خشکیها، ازنظر نصف‌النهاری به طرف استوا و از نظر مداری به طرف خشکیها کشیده می‌شوند و در عین حال از نظر شدت نیز ضعیفتر هستند، اما در نیمهٔ گرم سال، این مراکز از استوا دورتر و به طور کلی در روی اقیانوسها متمرکز می‌شوند و قوی‌تر از مراکز مشابه خود در زمستان هستند. این مراکز، در جهت عمودی، از مرز رودباد جنب‌حاره‌ای با فشار حدود ۲۰۰ هکتوپاسکال



ژانویه



ژوئیه

شکل ۵ـ۱۱ نمایش پراکندگی فشار برروی زمین؛ مراکز پرفشار با H، و مراکز کمفشار با L نشان داده شده‌اند. پیکانها جهت وزش باد را نشان می‌دهند. ارقام روی خطوط همفشار بر حسب هکتوپاسکال است (رامنی[1]، ۱۹۶۸).

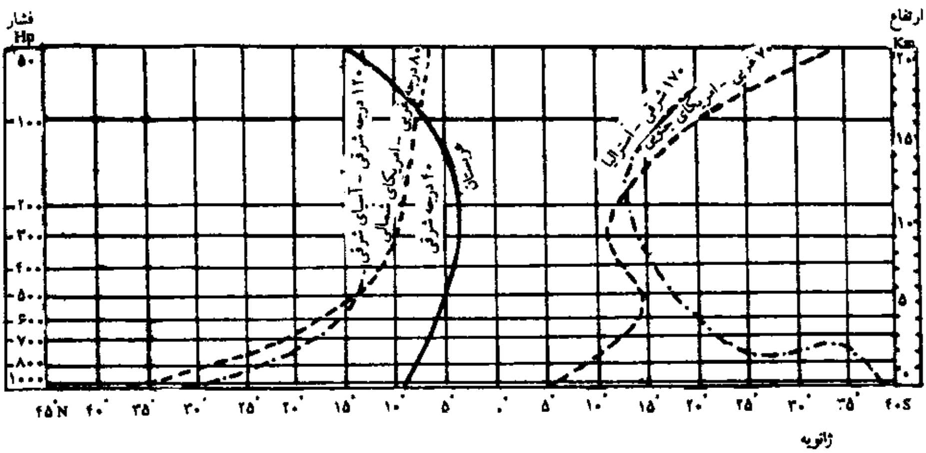
1. Rumney

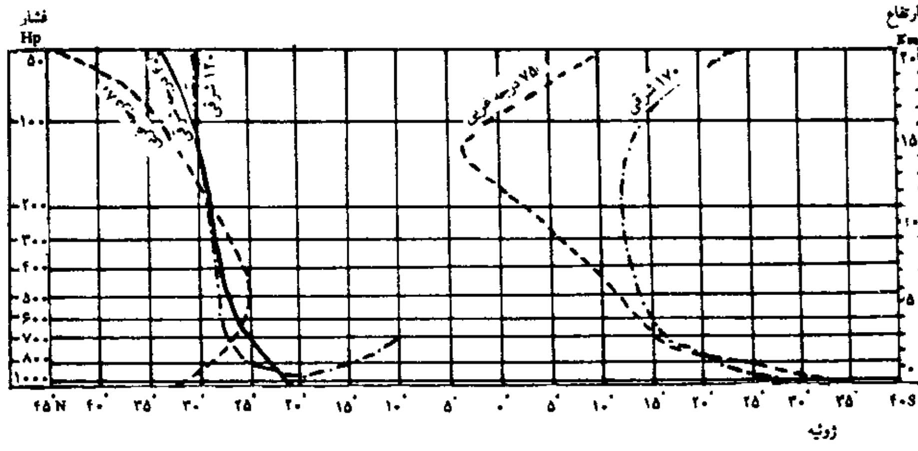
تا نزدیکی سطح زمین گسترش دارند، اما در تابستان، مرز پایینی آنها، بویژه برروی خشکیها، به سطح زمین نمی‌رسد (بوشر، ۱۹۷۵)؛ زیرا در این فصل سطح زمین براثر دریافت انرژی تابشی بیشتر گرم شده، خود مرکز فروبار می‌شود و جریان هوای دیگری را در قشرهای پایینی اتمسفر ایجاد می‌کند؛ مثلاً، مرکز پرفشار جنب‌حاره‌ای شرق آسیا در روی هندوستان، در تابستان از سطح زمین فاصله پیدا می‌کند (شکل ۱۲ـ۵) و در این فصل بادهای موسمی در این منطقه به وجود می‌آیند.

نتیجهٔ مطالعات بسیاری از دانشمندان در مورد تغییرات مکانی مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای در نقاط مختلف، در شکل ۱۲ـ۵ آمده است.

در ماه ژانویه که تابستان نیمکرهٔ جنوبی است، مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای در نیمکرهٔ شمالی به استوا نزدیکتر، و در نیمکرهٔ جنوبی از آن دورتر می‌شوند. مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای نیمکرهٔ تابستانی در راستای یک امتداد مثلاً ۸۰ درجه غربی در شمال و ۷۰ درجه غربی در جنوب، خیلی دورتر از استوا پدید می‌آیند. در ماه ژوئیه، موقعی که تابستان نیمکرهٔ شمالی است، مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای نیمکرهٔ شمالی به دورتر از استوا تغییر مکان می‌دهند، در حالی که همین مراکز در نیمکرهٔ جنوبی به استوا نزدیکتر می‌شوند؛ برای مثال، مرکز پرفشار جنب‌حاره‌ای شرق استرالیا، در این موقع سال، از ۴۰ درجهٔ جنوبی به ۲۹ درجهٔ جنوبی جابه‌جا می‌شود.

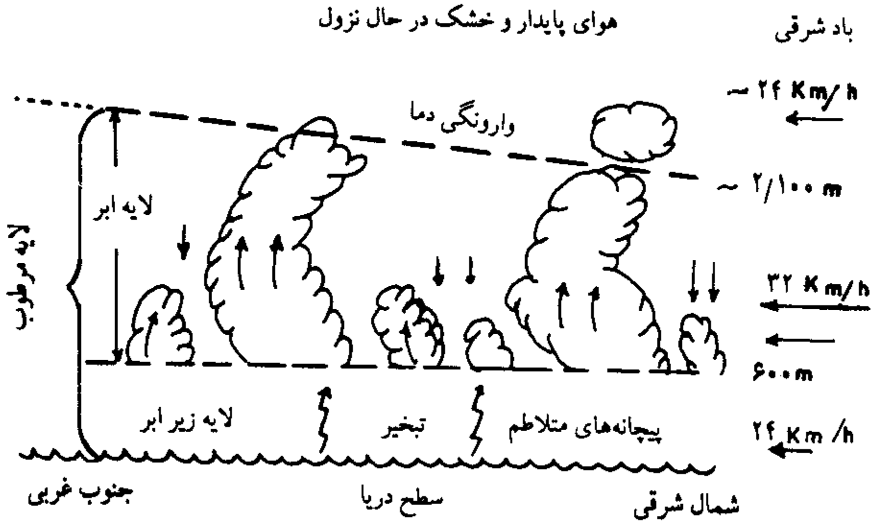
همهٔ مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای در شکل ۱۲ـ۵، از سطح زمین تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال ادامه دارند. محور مرکزی آنها، در ژانویه، تا سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال به طرف استوا و بعد از آن به طرف قطبها متمایل می‌شود. این وضع در ژوئیه در نیمکرهٔ شمالی به هم می‌خورد. برای نمونه، مرکز پرفشار آزور، در روی عربستان، در سطح زمین، در محل مدار ۲۰ درجهٔ شمالی و در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال در مدار ۲۷ درجهٔ شمالی و در سطح ۵۰ هکتوپاسکال در ۳۴ درجهٔ شمالی ادامه دارد. تغییرات نصف‌النهاری محور مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای باعث گسترش و جمع‌شدن بادهای غربی در منطقهٔ حاره می‌شود؛ برای مثال، در امریکای جنوبی، بادهای غربی نیمکرهٔ جنوبی در بالاتر از سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال وارد نیمکرهٔ شمالی می‌شود (شکل ۱۲ـ۵، ب)، یا در ماه ژانویه برروی عربستان، بادهای غربی به جنوبی‌ترین حد خود (سه درجهٔ شمالی) می‌رسند.





شکل ۵.۱۲ جابه‌جایی فصلی محورهای مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای؛ محور هرکدام از مراکز پرفشار، بر روی نصف‌النهاری که در شکل نوشته شده، مطالعه گردیده است (چانگ، ۱۹۷۲).

لایهٔ *وارونگی دما.* **چون بیشتر مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای، به طرف استوا تا سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال کجی محور دارند، در منطقه حارّه، در بالای محل وزش بادهای بسامان که قشرهای پایینی و میانی اتمسفرند، بادهای غربی غلبه دارند. همچنین، تأثیر ناپایداری حاشیهٔ شرقی آنتی‌سیکلونها با حاشیهٔ غربی آنها متفاوت است. در حاشیهٔ شرقی، به علت جریان هوا به طرف عرضهای پایین، واگرایی بیشتر می‌شود و عبور از روی جریانهای آب سرد ساحلی نیز به این واگرایی کمک می‌کند و این نتیجهٔ فرونشینی بیشتر هوا و ایجاد وارونگی دمایی است. به طور کلی، ارتفاع محل وقوع قشر وارونگی تا سطح زمین، در امتداد خط ساحلی کمتر، و در فاصلهٔ دورتر از خط ساحلی بیشتر می‌شود و شدت آن در تابستان بیش از زمستان است. جریان هوا در زیر لایه وارونگی به طرف استوا، جریان بادهای بسامان است. در این جریان، لایه وارونگی دمایی در سطح خیلی پایینی رخ می‌دهد که بتدریج با عبور از روی دریای گرم و مرطوب، رطوبت و گرما را جذب می‌کند، ناپایدار می‌شود، صعود می‌کند و ابرهای کومولوس را پدید می‌آورد. گاه این هوای مرطوب از محل وارونگی دمایی بالاتر می‌رود و به هوای خشک در حال نزول وارد شده، در آنجا تبخیر می‌شود (شکل ۱۳ـ۵).**



شکل ۱۳ـ۵ ناپایداری تدریجی بادهای بسامان نیمکرهٔ شمالی بر روی اقیانوس؛ ضخامت هوای مرطوب به طرف جنوب غربی افزایش می‌یابد. پیکانها جهت حرکت را نشان می‌دهند (چانگ، ۱۹۷۲).

به هر حال، باد بسامان مرطوب تا به سواحل غربی اقیانوس برسد، کاملاً ناپایدار و انباشته از بخار آب می‌شود. این هوای مرطوب در سواحل شرقی قاره‌ها، بارانهای شدید ایجاد می‌کند. انرژی حرارتی آزادشده نیز به بادهای غربی منطقهٔ برون‌حارّه وارد می‌شود.

در مجموع، در حاشیهٔ شرقی پرفشارهای جنب‌حارّه جریان نزولی و در حاشیهٔ غربی آنها جریان صعودی غلبه دارد.

۲. *بادهای بسامان*

بادهای بسامان از مراکز پرفشار جنب‌حارّه نتیجه می‌شوند و بیش از $\frac{1}{2}$ مساحت زمین را بین مدار ۲۰ درجه در نیمکرهٔ زمستان و مدار ۳۰ درجه در نیمکرهٔ تابستان فرامی‌گیرند. کانون اصلی تشکیل آنها، شرق اقیانوسهاست. به طور کلی، ضخامت جریان بادها در نزدیکی پرفشارهای جنب‌حارّه کمتر است که بتدریج در جهت استوا زیاد می‌شود.

از نظر گسترش عمودی، سه لایه متمایز را می‌توان در آنها تشخیص داد (تاراکانوف[1]، ۱۹۸۰):

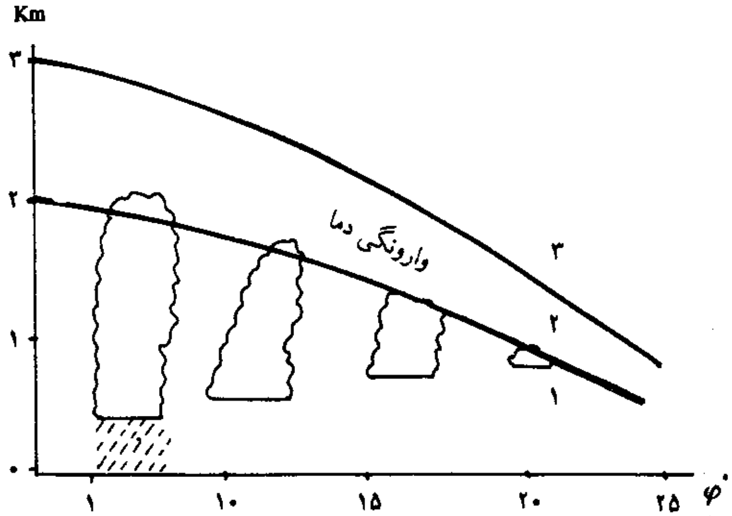
الف) لایه پایینی یا لایه بادهای بسامان پیوسته. ضخامت لایه جریان باد در نزدیکی پرفشار جنب‌حارّه‌ای، به حدود ۵۰۰ متر و در حاشیهٔ کمربند همگرایی حارّه‌ای به حدود ۲۵۰۰ متر می‌رسد. چون هوای این لایه به علت عبور از روی آبهای گرم اقیانوسی مرطوب است و هر چه مسیر طولانی‌تری را بپیماید، بر ناپایداری و در نتیجه ضخامت آن افزوده می‌شود، تمام فعالیتهای بارانزایی بادهای بسامان در این لایه صورت می‌گیرد.

ب) لایه وارونگی دمایی. این لایه در بالای لایه پایینی قرار دارد. ضخامت این لایه نیز به طرف استوا افزایش می‌یابد و حداکثر آن در مجاورت کمربند همگرایی حارّه‌ای، یک کیلومتر است. اوج ارتفاع این لایه به سه کیلومتری سطح زمین می‌رسد. هوا در این لایه، به علت نزول آدیاباتیک[2] هوا به داخل مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای، خشک است. وارونگی دمایی در قسمت شرقی اقیانوس ضمن عبور از روی آبهای سردتر، شدیدتر می‌شود (شکل ۱۴-۵).

---

1. Tarakanov

۲. Adiabatic. برای توضیح بیشتر به فصل هفتم مراجعه شود.

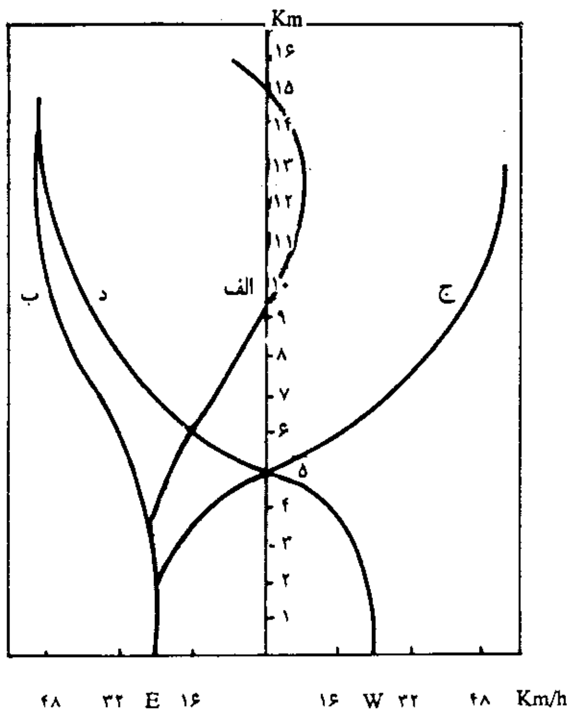


شکل ۱۴ـ۵ ضخامت لایه‌های سه گانه بادهای بسامان؛ ضخامت لایه ناپایدار از مرکز پرفشار جنب‌حارّه به طرف خط استوا زیادتر می‌شود، به طوری که اکثر اوقات در منطقهٔ حارّه ایجاد بارش می‌کند (تاراکانوف، ۱۹۸۰).

ج) لایه بالایی. این لایه محدودهٔ بادهای شرقی است که بر اثر نیروی کوریولیس و نزدیک به محدودهٔ کمربند همگرایی حارّه‌ای، در ارتفاع بالا به وجود می‌آیند و ناپیوسته‌تر از بادهای بسامان لایه پایینی‌اند. محل این بادهای خیلی خشک، بالای پرفشار جنب‌حارّه‌ای، در ارتفاع ۶ کیلومتری و در مجاورت کمربند همگرایی حارّه‌ای، در ارتفاع ۱۰ کیلومتری است. در تابستان، به علت دریافت انرژی تابشی زیاد در فلات تبت و سردی نسبی هوا بر روی اقیانوس هند، بادهای شرقی شدید می‌شوند و به صورت رودباد شرقی حارّه درمی‌آیند. ارتفاع آنها در نزدیکی استوا حدود ۸ـ۱۲ کیلومتر و در حوالی ۲۰ـ۳۰ درجه به ۲۵ـ۳۰ کیلومتر می‌رسد.

این بادها در حاشیهٔ غربی مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای، همچنانکه در امتداد شیب تغییرات فشار به طرف قطب می‌روند، تحت تأثیر نیروی کوریولیس واقع می‌شوند و بتدریج جهت غربی پیدا می‌کنند. می‌توان تجسم کرد که بادهای شرقی در حاشیهٔ شرقی فرابارهای جنب‌حارّه‌ای، از سطح زمین شروع می‌شوند، سپس در جهت عقربه‌های ساعت، به طور مورّب، ارتفاع پیدا می‌کنند و در بالاتر از سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال به بادهای غربی تبدیل می‌شوند. این بادهای غربی در حوالی ۲۵ـ۳۰ درجه شمالی، رودباد

جنب‌حاره‌ای را به وجود می‌آورند. شکل ۱۵ـ۵ تصویر کلی جریانهای منطقهٔ حاره را نشان می‌دهد. برابر با این شکل، در زمستان در بیشتر منطقهٔ وزش بادهای بسامان، از سطح زمین تا ارتفاع ۵ کیلومتری، بادهای شرقی پیوسته با سرعت حداکثر ۲۴ کیلومتر در ساعت می‌وزند. در بالاتر از این ارتفاع و با توجه به افزایش دوری از استوا، این بادها جای خود را به بادهای غربی با سرعتهایی تا حدود ۴۸ کیلومتر در ساعت می‌دهند (منحنی ج). در تابستان نیز بادهای شرقی نسبتاً پیوسته تا ارتفاع ۵ کیلومتری ادامه دارند، ولی در بالاتر از این ارتفاع، به تناسب شیب تغییرات فشار، یا به صورت بادهای تند شرقی درمی‌آیند (منحنی ب) یا در بالاتر از ارتفاع ۹ کیلومتری به بادهای غربی تبدیل می‌شوند (منحنی الف).



شکل ۱۵ـ۵ نیمرخ عمودی انواع جریانهای هوا در منطقهٔ حاره. محور پایین سرعت باد را برحسب مایل در ساعت و جهت آن را با W (غربی) و با E (شرقی) نشان می‌دهد. منحنی ج جریان هوا را در زمستان، منحنیهای الف و ب جریان هوا را در تابستان و منحنی د جریان هوا را در منطقهٔ موسمی نشان می‌دهند (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹).

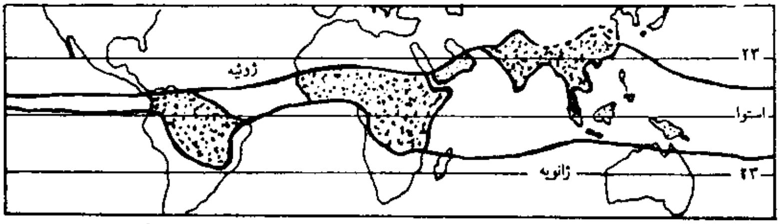
۳. کمربند همگرایی حارّه‌ای

بادهای بسامان از دو نیمکره به طرف استوا می‌وزند و در منطقه‌ای نزدیک استوا که به کمربند همگرایی حارّه‌ای موسوم است، با هم برخورد می‌کنند.

سابقاً کمربند همگرایی حارّه‌ای را کمربند «دُلدروم» می‌نامیدند؛ نامی که حاکی از منطقهٔ وزش بادهای ملایم ولی متغیر است. در دههٔ ۱۹۳۰ طرفداران مکتب برگن آن را جبههٔ حارّه‌ای نامیدند. این نام به دلیل اینکه در منطقه حارّه، تضاد حرارتی وجود ندارد و ساختار آن اصولاً با آنچه به نام جبهه در منطقه برون‌حارّه معروف است تفاوت دارد، کاربرد پیدا نکرد. اکنون اصطلاح کمربند همگرایی حارّه‌ای بیشتر از هر عنوان دیگری برای آن رایج است. در واقع، کمربند همگرایی حارّه‌ای به دلیل همگرایی بادهای بسامان به وجود می‌آید و از نظر دمایی، گسستگی یا تضادی در آن دیده نمی‌شود.

کمربند همگرایی حارّه‌ای، با توجه به مدل هدلی، در حاشیهٔ استوایی سلول هدلی واقع شده است و این جایی است که در آنجا هوا در هر دو نیمکره صعود می‌کند. نتیجهٔ این صعود، ایجاد ابرهای کومولوس و حتی کومولونیمبوس و درنهایت ریزش بارانهای شدید است. وجود این ابرها، تشخیص محل کمربند همگرایی حارّه‌ای را از روی تصاویر ماهواره‌ای آسان می‌کند.

کمربند همگرایی حارّه‌ای از عوارض عمدهٔ گردش عمومی هوا در منطقهٔ حارّه است، ولی از نظر موقعیت جغرافیایی، چون پدیده‌ای سینوپتیک عمل می‌کند؛ یعنی در زمانهای مختلف، در مکانهای متفاوتی دیده می‌شود. البته منطقهٔ نوسان آن محدود است و در پی حرکت ظاهری خورشید تا حدود ۲۰ درجه عرض جغرافیایی در دو طرف استوا حرکت می‌کند. شکل ۱۶ـ۵ وسعت محدودهٔ کمربند همگرایی حارّه‌ای را در ماههای ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد. بیشترین نوسان در وسعت مکانی کمربند همگرایی حارّه‌ای بر فراز اقیانوس هند و کمترین آن در بالای شرق اقیانوس کبیر صورت می‌گیرد.



شکل ۱۶ـ۵ منطقهٔ نوسان کمربند همگرایی حارّه‌ای. شمالی‌ترین محل کمربند همگرایی حارّه‌ای در آسیای جنوب شرقی تا مدار ۲۴ شمالی و جنوبی‌ترین محل آن در اقیانوس هند تا مدار ۲۲ جنوبی است (بوشر، ۱۹۷۵).

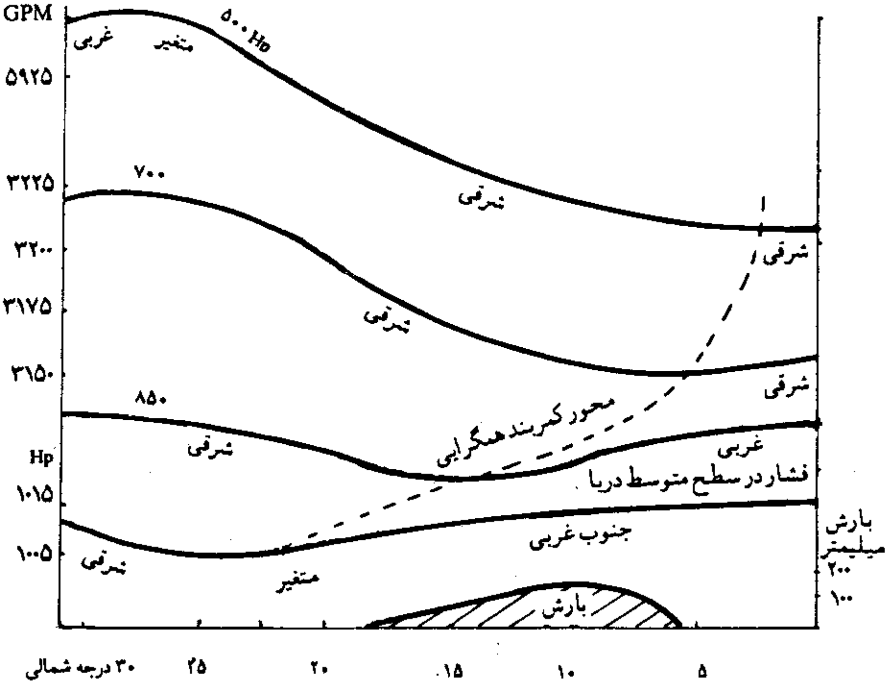
قرار گرفتن کمربند همگرایی حارّه‌ای در فاصله‌های افقی بیشتر نسبت به استوا، سیستمهای گردشی خاصی ایجاد می‌کند؛ برای نمونه، در ماه ژوئیه که این کمربند در شمالی‌ترین وضعیت خود تا روی رودخانهٔ گنگ در جنوب آسیا قرار می‌گیرد، بادهای بسامان نیمکرهٔ جنوبی برای رسیدن به آن از استوا عبور می‌کنند و در نیمکرهٔ شمالی به طرف جنوب غربی می‌وزند. این بادها در سطح بالا به باد غربی حارّه تبدیل می‌شوند و جای بادهای شرقی حارّه را می‌گیرند؛ به همین دلیل، گردش عمومی هوا در جنوب شرقی آسیا با دیگر نواحی منطقهٔ حارّه تفاوت دارد و سیستم گردش موسمی در آنجا به وجود می‌آید. این نکته را منحنی د، در شکل ۱۵ـ۵ نشان می‌دهد. طبق این منحنی، در جنوب شرقی آسیا از سطح زمین تا ارتفاع ۵ کیلومتری، بادهای ناپیوستهٔ غربی غلبه دارند و در بالاتر از این ارتفاع، بادهای شرقی خشک و پیوسته جای آنها را می‌گیرند. (دربارهٔ سیستم گردش موسمی بعداً بحث خواهیم کرد.)

کمربند همگرایی حارّه‌ای، به علت صعود هوا درمنطقه حارّه، از سطح زمین تا سطوح بالای اتمسفر به صورت یک منطقهٔ فروبار ادامه دارد و امتداد آن در سطوح بالای اتمسفر، سطحی شیبدار است. در شکل ۱۷ـ۵ دیده می‌شود که محل کمربند همگرایی حارّه‌ای در سطح زمین در امتداد نصف‌النهار گرینویچ، در حدود ۲۲ درجه شمالی و در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، به طرف استوا جابه جا می‌شود و بر روی ۱۵ درجه شمالی قرار می‌گیرد. هر چه محل کمربند همگرایی حارّه‌ای مرتفعتر شود، به استوا نزدیکتر می‌شود، به طوری که این کمربند از سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال به بالا روی ۵ درجه شمالی قرارمی‌گیرد.

با توجه به این شکل، در سطوح بالاتر، بر بالای کمربند همگرایی حارّه‌ای، نزول آدیاباتیک هوا در نتیجهٔ پرفشار جنب‌حارّه‌ای نیمکرهٔ شمالی غلبه دارد و همین امر مانع از ایجاد بارش در آنجا می‌شود. بنابراین، اگر چه در بیشتر موارد نتیجهٔ وجود کمربند همگرایی حارّه‌ای، ابر و بارش در سطح زمین است، ولی این نکته همیشه صدق نمی‌کند و به هر حال باید محل این کمربند در سطوح بالا نیز مورد نظر قرار گیرد.

گردش عمومی هوا در منطقه برون‌حارّه

جریان هوا که از پرفشار جنب‌حارّه‌ای به طرف شمال می‌وزد، ابتدا جهت جنوب غربی دارد و بعد بتدریج با افزایش ارتفاع و تأثیر نیروی کوریولیس، جهت غربی پیدا می‌کند و بادهای غربی را به وجود می‌آورد. شدت این بادها در بالای جبههٔ قطبی، به علت اختلاف شدید فشار در آنجا، خیلی زیاد است و در نتیجه رودباد جبههٔ قطبی را به وجود می‌آورد.



شکل ۵.۱۷ موقعیت عمودی کمربند همگرایی حارّه در امتداد نصف‌النهار گرینویچ. خط بریده بریده موقعیت عمودی کمربند همگرایی حارّه‌ای را نشان می‌دهد که در ۲۲ درجه شمالی در سطح متوسط دریا به صورت فروبار دیده می‌شود و در سطوح بالاتر به طرف استوا جابه‌جا شده است. خطوط منحنی، سطوح مختلف فشار را نشان می‌دهند. جهت باد در هر سطحی مشخص شده است (چانگ، ۱۹۷۲).

به این ترتیب، مقداری از هوای منطقه حارّه، وقتی به جبهه قطبی می‌رسد، به طرف قطب حرکت می‌کند و پس از سردشدن در منطقهٔ قطبی نزول می‌کند. مقداری از این هوا نیز از سطوح بالای اتمسفر به طرف منطقه حارّه برمی‌گردد و به مرکز پرفشار جنب حارّه‌ای وارد می‌شود.

این جریانهای رو به شمال یا رو به جنوب، از جبههٔ قطبی، کاملاً به صورت نصف‌النهاری نیستند، بلکه به صورت حرکت پیچانه‌ای به وقوع می‌پیوندند؛ به عبارت دیگر، انتقال انرژی هوا در لایه‌های میانی و بالایی منطقه برون‌حارّه، به دلیل حرکت پیچانه‌ای جریان، حالت موجی پیدا می‌کند. وقوع حرکت پیچانه‌ای در منطقهٔ برون‌حارّه به علت پدید آمدن موجهایی در بادهای غربی است و عامل اصلی حرکت موجی بادهای غربی، ثابت‌بودن مقدار چرخندگی مطلق در مسیر جریان است. بنابراین، برای بررسی گردش عمومی هوا در منطقهٔ برون‌حارّه لازم است، اصل چرخندگی را مطرح کنیم.

۵ـ۵ اصل چرخندگی

چرخندگی عبارت است از چرخش بُردار سرعت؛ یعنی گردش یک سطح به دور یک محور. مقدار چرخندگی که در جهت محور گردش عمل می‌کند برابر است با دو برابر برایند سرعت زاویه‌ای. به عبارت دیگر، چرخندگی یک توده هوا عبارت است از چرخش آن تودهٔ هوا به دور محوری عمود بر سطح زمین.

اگر تودهٔ هوا در محل استوا به دور چنین محوری بچرخد، هیچ چرخشی به دور محور زمین نخواهد داشت؛ زیرا صفحهٔ گردش آن در این حالت با محور زمین موازی است، اما در مدارهای بالاتر از استوا، صفحهٔ گردش توده‌های هوا با محور زمین زاویه می‌سازد و در نتیجه، آنها ضمن گردش به دور محور خود، به دور محور زمین نیز می‌چرخند، به طوری که در نهایت، در قطب، محور گردش تودهٔ هوای مفروض درست در امتداد محور زمین قرار می‌گیرد و محور گردش تودهٔ هوا بر محور گردش زمین منطبق می‌شود.

اگر جهت گردش تودهٔ هوا موافق با جهت گردش محور زمین باشد، آن را گردش سیکلونی یا مثبت، و در صورتی که مخالف با جهت گردش محور زمین باشد، آن را گردش آنتی‌سیکلونی یا منفی می‌نامند. چرخندگی خود تودهٔ هوا را چرخندگی نسبی نامیده‌اند. چرخندگی زمین یا عامل کوریولیس را با f نشان می‌دهند. مجموع این چرخندگیها، چرخندگی مطلق تودهٔ هوا (Z_A) را تشکیل می‌دهد.

$$Z_A = Z_R + f \qquad (۵\text{ـ}۵)$$

چون مقدار Z_A ثابت است، هر جا که Z_R زیاد باشد، f کمتر است و برعکس. مثلاً، در استوا که تودهٔ هوا کاملاً به دور محور خود، مستقل از محور چرخش زمین می‌چرخد، یعنی $f = 0$ است، $Z_A = Z_R$ می‌شود، اما در قطب، $Z_R = 0$ و در نتیجه، $Z_A = f$ است. توجه داشته باشید که مقدار Z_A در حرکت مستقیم صفر است و اگر تودهٔ هوا از مسیر مستقیم منحرف شود، مقدار Z_R در جهت عرضهای جغرافیایی پایین زیاد و در جهت عرضهای جغرافیایی بالا کم می‌شود. چرخندگی نسبی (Z_R)، خود از دو نوع چرخندگی انحنایی و برشی تشکیل شده است:

$$Z_R = Z_K + Z_S \qquad (۵\text{ـ}۶)$$

چرخندگی برشی عبارت است از افزایش سرعت در جهت عمود بر مسیر باد که به طرف راست، مثبت و به طرف چپ، منفی است. اگر تودهٔ هوا را خیلی باریک فرض کنیم، می‌توانیم از Z_S صرف‌نظر کنیم که نتیجه خواهد شد:

$$Z_A + Z_K + f \quad \text{پس} \quad Z_R = Z_K \qquad (۵_۷)$$

چرخندگی مطلق به مساحت توده هوا نیز بستگی دارد.

$$Z_A \,.\, A = Cte \qquad (۵_۸)$$

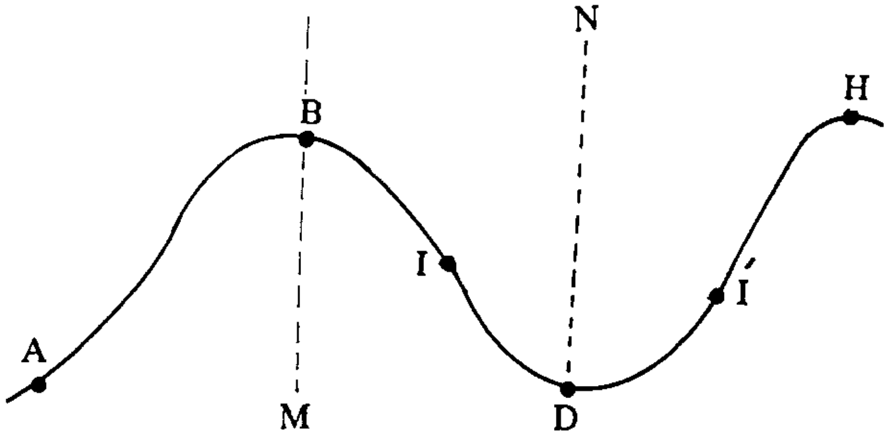
در این فرمول، A مساحت تودهٔ هواست. به این ترتیب، هر اندازه مقدار A کم شود، مقدار Z_A بیشتر می‌شود. چون مقدار f در روی یک مدار ثابت تغییر نمی‌کند، می‌توان گفت تغییرات A فقط Z_R را تغییر می‌دهد، به طوری که:

$$Z_K \,.\, A = Cte \quad \text{یا} \quad Z_R \,.\, A = Cte \qquad (۵_۹)$$

۵ـ۶ تأثیر ناهمواریها در بادهای غربی

بادهای غربی به وزش‌مداری تمایل دارند، ولی ناهمواریهای سطح زمین از این امر جلوگیری می‌کنند. در بین عوارض سطح زمین، کوههای رُشوز و شرق آسیا اثر عمده‌ای در بادهای غربی دارند. در اینجا تأثیر کوههای رشوز را با استفاده از استدلالهای هارمان[1] (۱۹۷۱) بیان می‌کنیم. وقتی بادهای غربی با وزش‌مداری خود به کوههای رشوز می‌رسند، از دامنهٔ آن صعود می‌کنند و در نتیجه از هوای بین سطح تراز دامنه‌ای و تروپوپاوز در جهت عمودی کاسته، و در واقع این فاصله فشرده می‌شود. این فشردگی عمودی، خود سبب انبساط افقی می‌شود که به معنی افزایش A است. پس مقدار Z_K کاهش می‌یابد و بتدریج در بالای کوه، گردش آنتی‌سیکلونی ایجاد می‌شود. ایجاد گردش آنتی‌سیکلونی باعث می‌شود که تودهٔ هوا در دامنهٔ بادپناه به طرف عرضهای جغرافیایی پایین جریان یابد و از مسیر مستقیم خود خارج شود. بتدریج که این تودهٔ هوا به طرف عرضهای جغرافیایی پایین‌تر حرکت می‌کند، مقدار f کمتر و مقدار Z_K زیادتر می‌شود (شکل ۱۸ـ۵).

1. Harman



شکل ۵ـ۱۸ طرحی از تأثیر کوهها در ایجاد موج در بادهای غربی. منحنی ABD فراز و منحنی BDH فرود، نقاط I و Í نقاط گشتنگاه، خط BM محور فراز، خط ND محور فرود، A و D جنوبی‌ترین نقطه فرود و B و H شمالی‌ترین نقطه فراز هستند.

پس از آنکه تودهٔ هوا مقداری حرکت کرد و به نقطه‌ای مانند I در شکل ۱۸ـ۵ رسید، مقدار f با مقدار Z_K مساوی می‌شود. این تساوی سبب مستقیم‌شدن مسیر حرکت توده هوا می‌شود. بعد از نقطه I، بتدریج Z_K زیاد می‌شود و در نتیجه هوا گردش سیکلونی پیدا می‌کند. چرخندگی مثبت در نقطه D به حداکثر می‌رسد، به طوری که هوا کاملاً به طرف عرضهای جغرافیایی بالا «گشت» پیدا می‌کند. در حرکت از D به طرف H، باز هم f زیاد و Z_K کم می‌شود، تا جایی که در نقطهٔ Í (مانند نقطهٔ I)، f و Z_K مساوی می‌شوند. بعد از این مرحله، به طرف H، مقدار Z_K کم می‌شود و چرخندگی منفی یا آنتی‌سیکلونی پدید می‌آید.

در شکل ۱۸ـ۵، منحنی BDH را منحنی فرود و منحنی ABD را منحنی فراز می‌نامند. نقطه‌های I و Í را نقاط گشتنگاه یا نقاط تغییر علامت چرخش گویند. خطی مانند DN که منحنی فرود را از وسط دو نیمه می‌کند، محور فرود و خط مشابه با آن، وارد بر منحنی فراز را محور فراز می‌نامند. منطقهٔ BD، به دلیل آنکه در آن با افزایش مقدار چرخندگی و کاهش مساحت تودهٔ هوا در سطوح بالای اتمسفر، نوع چرخش از آنتی‌سیکلونی به سیکلونی تبدیل می‌شود، آن را منطقهٔ وزش افقی چرخندگی منفی[1] یا

1. Negative Vorticity Advection

آنتی‌سیکلونی یا منطقهٔ همگرایی بالایی می‌نامند. در فاصلهٔ DH که در آن بتدریج مقدار Z_K کم و چرخندگی منفی زیاد می‌شود، مساحت تودهٔ هوا در سطح بالا از طریق واگرایی افزایش می‌یابد؛ از این رو، این قسمت را منطقهٔ وزش افقی چرخندگی‌مثبت[1] یا سیکلونی یا منطقهٔ واگرایی بالایی می‌نامند.

با توجه به بحث بالا و شکل ۱۸ـ۵، در سمت شرقی کوههای رشوز یک فرود ایجاد می‌شود. این فرود، خود باعث ایجاد فراز و فرودهای بعدی می‌شود. این مکانیسم را «پیوند از دور»[2] نامیده‌اند. در مورد نقش کوههای دیگر در ایجاد موجهای بادهای غربی، جز کوههای رشوز و آند، مطالعهٔ چندانی صورت نگرفته است.

۷ـ۵ تأثیر اقیانوسها در بادهای غربی

علاوه بر تأثیر دینامیک کوهها، تغییرات حرارتی اقیانوسها نیز باعث ایجاد موج می‌شوند. وقتی بادهای غربی، در سطح پایین، از خشکی آسیا وارد اقیانوس کبیر می‌شوند، گرم شده، مرکز کمفشار (فروبار) ایجاد می‌کنند. در این فروبار، چرخش هوا سیکلونی است و وضعیت همگرا برقرار می‌شود؛ در نتیجه، مساحت توده هوا (A) در سطح دریا کم می‌شود و درپی آن حرکت صعودی هوا صورت می‌گیرد. بنابراین، درطبقات پایین ومیانی اتمسفر، طبق فرمول ۷ـ۵، مقدار Z_K مثبت شده، تودهٔ هوا را به طرف عرضهای جغرافیایی بالا هدایت می‌کند وبدین ترتیب، یک فرود در شرق آسیا ایجاد می‌شود (ساتکلیف[3]، ۱۹۵۱).

۸ـ۵ ویژگیهای موج بادهای غربی

موجهای ایجادشده در بادهای غربی[4] طولهای گوناگونی دارند. به طور کلی، امواج بلندتر از ۸ هزار کیلومتر را موج بلند و کوتاهتر از آن را موج کوتاه می‌نامند (تروارتا و هورن[5]، ۱۹۸۰).

علاوه بر طول، دامنهٔ موج نیز اهمیت دارد. دامنهٔ موج عبارت است از فاصله بین جنوبی‌ترین نقطه فرود و شمالی‌ترین نقطه فراز. سرعت حرکت موجها با طول آنها رابطهٔ معکوس دارد؛ یعنی موجهای کوتاه سریعتر از موجهای بلند حرکت می‌کنند. وقتی

1. Positive Vorticity Advection
2. Teleconnection
3. Sutcliffe
۴. در واقع این موج حاصل اثر گذر باد است.
5. Trewartha & Horn

طول موج به حدی معین برسد، از حرکت بازمی‌ایستد و مدت زیادی در یک منطقه متوقف می‌شود. چنین موجی را موج ساکن گویند.[۱] در این قسمت، بحث موجهای بلند مطرح می‌شود و درباره موجهای کوتاه در صفحه ۲۹۷ سخن خواهیم گفت.

فرود موج بلند

موجهای بلند، در روی نقشه سینوپتیک، در یک روز خاص آشکار نیستند. برای تشخیص و تعیین محل آنها باید نقشه چندین روز متوالی را بررسی کرد. منطقه‌ای که موجهای کوتاه در آنجا عمیقتر و تقویت می‌شوند، یعنی دامنهٔ آنها بیشتر می‌شود، محل فرود موج بلند است. مطالعات زیادی برای تعیین محل موجهای بادهای غربی انجام شده است. شکل ۱۹ـ۵ محل فرودهای موجهای بلند را در نیمکرهٔ شمالی در ماههای ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد.

۱. فرودهای زمستانی

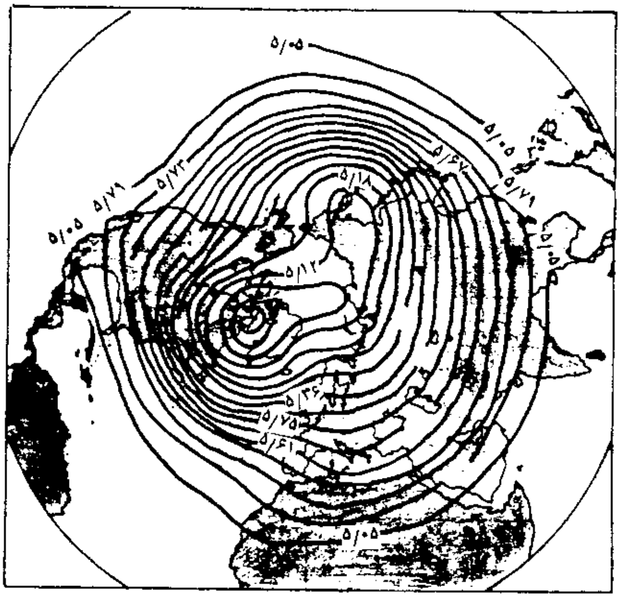
بادهای غربی، در زمستان که اختلاف دما در سطح زمین زیاد است و حلقهٔ آنها تا عرضهای جغرافیایی خیلی پایین گسترش می‌یابد، خیلی شدیدند و بیشتر به وزش‌مداری تمایل دارند. منطقه شرق امریکا، دریای مدیترانه و شرق آسیا محل فرود موج بلند در پیرامون نیمکرهٔ شمالی‌اند. آرایش منحنیهای هم‌ارتفاع در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی برای زمستان چنین وضعیتی را نشان می‌دهد (باتن، ۱۹۸۴). فرود بلند شرق آسیا قوی‌تر از دو فرود دیگر است؛ زیرا ورود هوای سرد سیبری به آبهای نسبتاً گرم اقیانوس کبیر در شرق آسیا، باعث ایجاد و افزایش چرخندگی مثبت می‌شود. فرود مدیترانه در مقایسه با دو فرود دیگر چندان قوی نیست؛ زیرا فرود شرق امریکا از کوههای شمالی ـ جنوبی رشوز متأثر می‌شود و فرود آسیا از اختلاف دمای شدید آب نیرو می‌گیرد، در صورتی که فرود مدیترانه چنین وضعیتی ندارد.

---

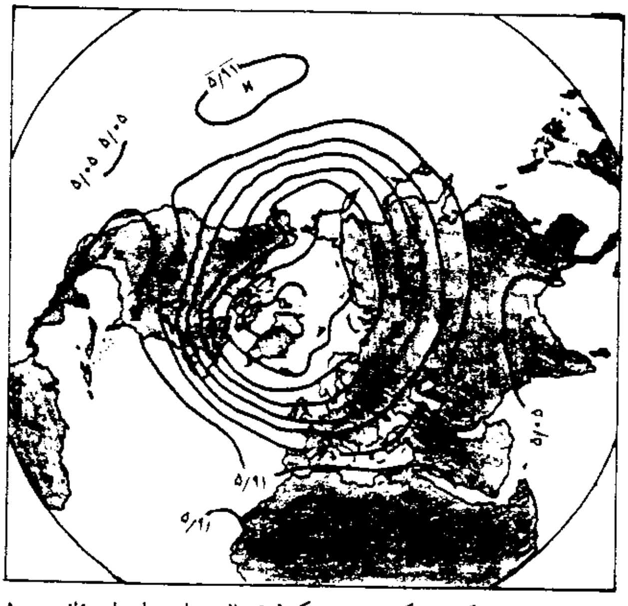
۱. طول موج ساکن از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Ls = ۲\pi\sqrt{\frac{aU}{۲\Omega\cos\varnothing}}$$

در این رابطه، Ω سرعت زاویه‌ای زمین، $\varnothing$ عرض جغرافیایی، a شعاع متوسط زمین، U سرعت بادمداری و Ls طول موج ساکن است (هوشک، Huschke، ۱۹۵۹).



ژانویه



ژوئیه

شکل ۵ـ۱۹ توپوگرافی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی در نیمکرهٔ شمالی برای ماههای ژانویه و ژوئیه؛ در ماه ژانویه سه فرود بلند در نیمکرهٔ شمالی بر روی شرق امریکا، شرق آسیا و دریای مدیترانه مستقر شده‌اند. تعداد فرودهای تابستان زیاد شده است و به ۵ یا ۶ عدد می‌رسد (باتن[1] ، ۱۹۸۴).

1. Battan

۲. فرودهای تابستانی

در تابستان، نیمکرهٔ شمالی گرمتر می‌شود و در نتیجه اختلاف دمای زمستانی وجود ندارد؛ از این رو، بادهای غربی هم ضعیف می‌شوند و عقب‌نشینی می‌کنند. در این موقع، بیشتر جریان وزش نصف‌النهاری است. در این فصل، محل فرود موجهای بلند از ۳ بیشتر می‌شود و به ۵ یا ۶ می‌رسد. محل فرودهای بلند در تابستان عبارتند از: شرق و غرب اقیانوس کبیر، شرق و غرب اقیانوس اطلس، دریای سیاه و روی هندوستان (شکل ۱۹ـ۵).

موج بادهای غربی، اعم از کوچک و بزرگ، جابه‌جا می‌شوند. عامل حرکت افقی، حرکت عمودی هوا در زیر موجهاست و شدت حرکت عمودی زیر موج با طول موج نسبت عکس و با دامنهٔ آن و سرعت باد در داخل موج نسبت مستقیم دارد. پس حرکت عمودی هوا در زیر موجهای کوتاهتر، عمیقتر و در عین حال دارای هسته رودباد بیشتری است و بدیهی است تشدید حرکت عمودی، به سرعت بیشتر حرکت افقی منجر می‌شود.

می‌توان رابطهٔ تأثیر حرکت عمودی موجها را در حرکت افقی آنها چنین بیان کرد: در منطقه همگرایی بالایی، دمای هوا به دلیل نزول آن، به صورتی آدیاباتیک بالا می‌رود و بعد از مدتی براثر گرم شدن منبسط می‌شود و حجم بیشتری را اشغال می‌کند و به این‌ترتیب، بتدریج به یک فراز تبدیل می‌شود. در منطقه واگرایی بالایی عکس این وضعیت رخ می‌دهد؛ یعنی توده هوا ضمن صعود، از طریق آدیاباتیک سرد و فشرده می‌شود و حجم کمتری را اشغال می‌کند و به این ترتیب، بتدریج یک فرود ایجاد می‌شود. بنابراین نقاط روی زمین به طور متناوب به محلهای فرود و فراز تبدیل می‌شوند.

هر چه میزان حرکت عمودی بیشتر باشد تغییرات و تحولات پراکندگی فشار در سطح زمین نیز سرعت بیشتری خواهد داشت؛ به همین دلیل، موجهای کوتاه، عمیق و دارای باد تند، در چگونگی آب و هوای سطح زمین، مؤثرترند.

مطابق اصل چرخندگی در منطقه حارّه، بادهای شرقی نیز حرکت موجی دارند. در واقع، بدون درک صحیح اصل چرخندگی، توجیه گردش عمومی هوا و تأثیر آن در اقلیم مناطق مختلف سطح زمین میسّر نیست. این اصل، چگونگی تشکیل امواج کوتاه و بلند را نیز تبیین می‌کند.

۹ـ۵ پراکندگی فشار در سطح زمین

تکرار حالتهای لحظه‌ای هوا در درازمدت در پراکندگی فشار، الگویی میانگین را نشان می‌دهد که کمابیش انعکاس تأثیرهای گردش عمومی جوّ است. در نقشه‌های میانگین فشار، نمودهای زودگذر و نادر دیده نمی‌شوند و در مقابل، نمودهای عمده و غالب، چه در مقیاس محلّی و چه در مقیاس جهانی ـ که در بیشتر نقشه‌های هوا تکرار می‌شوند ـ جلوه می‌کنند؛ بنابراین، مطالعه نقشه‌های میانگین فشار، اگر چه در کاربرد موضعی یا کوتاه‌مدت چندان کارآمد نیست، برای شناخت نمودهای عمده و غالب گردش عمومی هوا مهم است. اینگونه نمودها، در فصول مختلف سال، به صورت مراکز فروبار یا فرابار در نواحی ویژه ظاهر می‌شوند و اقلیم مناطق اطراف را کنترل می‌کنند؛ به همین دلیل، این مراکز را گاهی مراکز فعالیت نیز می‌نامند.

مراکز عمدهٔ فشار در سطح زمین به تبعیت از سیستم نصف‌النهاری گردش عمومی هوا از استوا تا قطب به صورت کمربندهای مداری متناوبی جلوه می‌کند. اما وضعیت خشکی و دریا در نیمکرهٔ شمالی، این نظم را به هم می‌زند و مراکز یادشده را به صورت سلولهای جدا از هم درمی‌آورد. نتیجه طبیعی گردش عمومی هوا در درازمدت، وجود کمربندهای کمفشار در استوا، پرفشار در منطقه جنب‌حارّه، کمفشار در منطقهٔ معتدله و احتمالاً پرفشار در منطقهٔ قطبی است، هر چند گفتیم که این کمربندها در نیمکرهٔ شمالی به صورت سلولهای جدا از هم درمی‌آیند.[۱]

شکل ۱۱ـ۵ پراکندگی فشار را بر روی زمین نشان می‌دهد. در ماه ژانویه کمربند کمفشار استوایی در همه جای جنوب خط استوا، در دور تا دور کرهٔ زمین مشاهده می‌شود. این کمربند کمفشار همان کمربند همگرایی حارّه‌ای است که به علت دریافت انرژی تابشی زیاد خورشید بیشتر گرم می‌شود و هوا در آنجا صعود می‌کند. در این کمربند به علت گرم‌شدن سریعتر خشکیها، سه سلول فروباری عمده بر روی خشکیهای امریکای جنوبی، افریقا و استرالیا وجود دارد.

در دو طرف منطقه حارّه، به علت نزول هوا در حوالی مدار ۳۰ درجهٔ شمالی و جنوبی، مراکز پرفشار جنب‌حارّه در سمت رو به قطب سلول هدلی پدید می‌آید. کمربند مزبور در نیمکرهٔ شمالی به صورت دو سلول اقیانوس اطلس (آزور ـ برمودا) و اقیانوس‌کبیر (کالیفرنیا) جلوه می‌کند و تمام مناطق این اقیانوسها را در اطراف مدار

---

۱. لوحهای ۶ و ۷ میانگین فشار هوا (و بادها) را به ترتیب در ماههای ژوئیه و ژانویه نشان می‌دهند.

۳۰ درجه فرا می‌گیرد. مقدار میانگین فشار در سلول اقیانوس‌کبیر حدود ۱۰۲۰ هکتوپاسکال و در سلول آزور حدود ۱۰۲۳ هکتوپاسکال است. شدت این سلولها به علت وجود جریانهای آب گرم در غرب اقیانوسها، کمتر از قسمت شرقی آنهاست که در آنجا جریانهای آب سرد وجود دارد. گسترش مداری مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای در نیمکره‌جنوبی بیشتر از نیمکره شمالی است، به طوری که روی هر کدام از اقیانوسها را یک سلول بزرگ پرفشار فرا گرفته است. ماه ژانویه، در نیمکره جنوبی تابستان است، در نتیجه مراکز مزبور روی دریاهای این نیمکره قوی‌ترند و نیز در فاصله دورتری نسبت به استوا قرار گرفته‌اند، به طوری که مرکز آنها به مدار ۴۰ درجه جنوبی نزدیک می‌شود.

در منطقه برون‌حارّه، در حاشیه شمالی سلول غیرمستقیم فرل و محل فعالیت جبهه قطبی که در آن هوای گرم منطقه حارّه صعود می‌کند، مراکز کمفشار نیز وجود دارد. این منطقه کمفشار در نیمکره جنوبی، به دلیل گسترش یکنواخت‌تر آبها در آنجا، به صورت کمربندی سرتاسری به دور کره زمین، در حوالی مدار ۶۰ درجهٔ جنوبی، مشاهده می‌شود، در حالی که در نیمکره شمالی، خشکیهای گسترده آسیا و امریکا در زمستان انرژی بیشتری از دست می‌دهند و در سطح زمین خیلی سرد می‌شوند. به این ترتیب، برروی این خشکیها فرابارهای حرارتی تشکیل می‌شود که در میان آنها فرابار حرارتی سیبری گسترده‌تر و قوی‌تر است و یک نمود آب و هوایی مهم به شمار می‌آید. این فرابار که آنتی‌سیکلون سیبری نیز نامیده می‌شود، بیشترین فشار موجود روی زمین را دارد. فشار در مراکز فرابار حرارتی آسیا که در جنوب دریاچه بایکال است، به بیش از ۱۰۳۵ هکتوپاسکال می‌رسد و وسعت آن تمام قاره آسیا از شمال رشته کوه هیمالیا تا شرق اورال را فرا می‌گیرد. این فرابار از روی قطب شمال گذشته، با فرابار روی کانادا ادغام می‌شود. مراکز فروبار منطقه برون‌حارّه دو سلول بزرگ اقیانوسی به نامهای سلولهای کمفشار ایسلند در اقیانوس‌اطلس و سلول کمفشار آلئوسین در اقیانوس‌کبیر تشکیل می‌دهند.

از بحثی که گذشت می‌توان نتیجه گرفت که علت ایجاد مراکز کمفشار منطقه برون‌حارّه را می‌توان صعود هوای گرم منطقه حارّه و گرم‌شدن نسبی اقیانوسها نسبت به خشکیها در زمستان دانست. بعلاوه، سیکلونهای عمده زمستانی نیمکره شمالی، از ایسلند و آلئوسین می‌گذرند و نیز روی قطب شمال را زبانه‌های پرفشار سیبری و کانادا فرا می‌گیرند (در قطب جنوب نیز مرکز پرفشار تشکیل می‌شود).

ماه ژوئیه در نیمکره شمالی تابستان و در نیمکره جنوبی زمستان است و بیشترین مقدار انرژی تابشی خورشید را نیمکره شمالی دریافت می‌کند. همراه با این انتقال

انرژی خورشیدی، کمربندهای فشار نیز به طرف شمال جابه‌جا می‌شوند. از این روست که در شکل ۱۱ـ۵ ب می‌بینیم کمربند همگرایی حارّه‌ای جابه‌جا شده، به شمال خط استوا می‌رسد. این کمربند در جنوب شرقی آسیا به شمالی‌ترین محل خود که درّه گنگ است می‌رسد. در این فصل، فرابار حرارتی سیبری از بین می‌رود و به جای آن، بر اثر انرژی تابشی زیاد که خشکی گسترده آسیا دریافت می‌کند، فروبار حرارتی گسترده‌ای در لایه‌های پایین اتمسفر ایجاد می‌شود. مرکز این فروبار که آن را فروبار پاکستان می‌نامند، برروی پاکستان است و حدود ۹۹۹ هکتوپاسکال فشار دارد. فروبار پاکستان به سمت استوا گسترش می‌یابد و کمربند همگرایی حارّه‌ای را دربرمی‌گیرد. مراکز پرفشار آزور و کالیفرنیا، به علت گرمای زیاد خشکی، از روی خشکیها دور شده، برروی دریاها تشدید می‌شوند؛ در عین حال، این مراکز به طرف شمال حرکت می‌کنند، به طوری که مرکز آنها حدود مدارهای ۳۵ـ۴۰ درجه شمالی واقع می‌شود.

به دلیل سردی اقیانوسها در مقایسه با خشکی و عقب‌نشینی بادهای غربی و مسیرهای سیکلونی به طرف قطب، فروبارهای دینامیک نیز از بین می‌روند. در نیمکره جنوبی، کمربند پرفشار جنب‌حارّه‌ای به طرف استوا جابه‌جا می‌شود و به علت سردی قاره‌ها در این نیمکره که در این موقع زمستان را می‌گذرانند، مراکز اقیانوسی روی خشکیهای امریکا، افریقا و استرالیا تقریباً با هم مربوط می‌شوند و کمربندی پیوسته به وجود می‌آورند.

۱۰ـ۵ جریانهای اقیانوسی

جریان اقیانوسی (دریایی) عبارت است از حرکت افقی و مداوم آب سطح اقیانوس در یک جهت معین. جریانهای اقیانوسی ضمن حرکت خود رطوبت و انرژی را جابه‌جا می‌کنند و در نتیجه در اقلیم مناطق اثر می‌گذارند. در حقیقت، حدود ۱/۳ مازاد انرژی سیّاره زمین از این طریق جابه‌جا می‌شود.[1]

عوامل مؤثر در به وجود آمدن جریانهای اقیانوسی عبارتند از:

۱. جریانهای هوا در لایه زیرین جوّ؛

۲. اختلاف وزن مخصوص آب؛

۳. ناهمواریهای بستر و سواحل اقیانوسها.

---

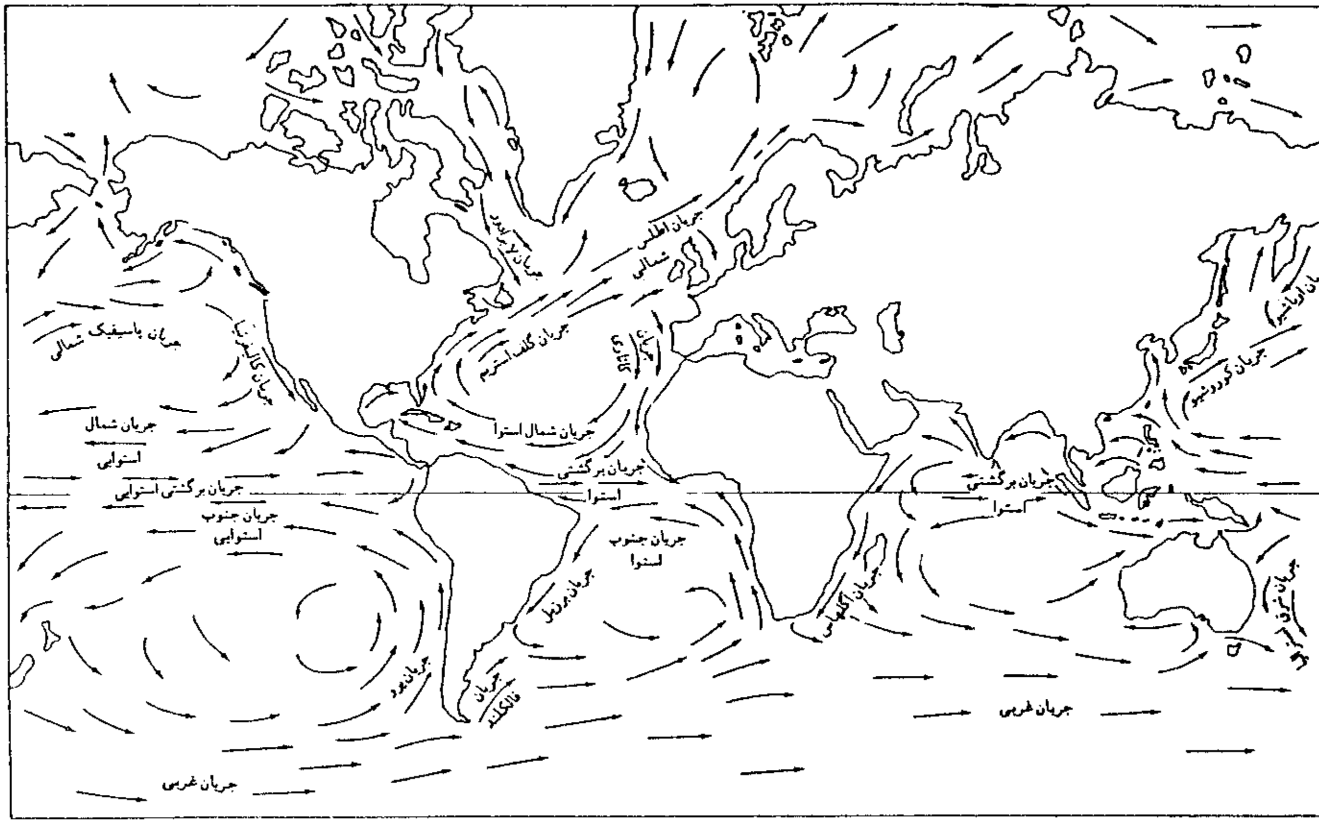
۱. انتقال انرژی به وسیلهٔ جریانهای اقیانوسی در لوح ۱۳ نشان داده شده است.

مهمترین این عوامل در سطح جهانی، جریان هوا در لایه زیرین جوّ است. اگر عامل اصلی حرکت آبهای سطحی منطقه حارّه به طرف قطب را اختلاف وزن مخصوص ناشی از سردی بیشتر منطقه قطبی در نظر بگیریم، باز هم به محض آنکه این آبهای حارّه شروع به حرکت به طرف قطب کنند، تحت تأثیر جریان هوا قرار می‌گیرند و همین عامل است که مسیر حرکت آنها راکنترل می‌کند. وضعیت ناهمواریهای اقیانوسی تأثیر محلی دارد و عامل اصلی انحراف جریان اقیانوسی به اطراف خود است. نحوه پراکندگی میانگین فشار در سطح زمین وضع بادهای عمومی سطح زمین را مشخص می‌کند.

در روی اقیانوسها انرژی جنبشی باد به سطح آب منتقل می‌شود و آن را به حرکت درمی‌آورد. رابطه بین حرکت هوا و حرکت آب اقیانوس و انتقال این حرکت به اعماق اقیانوس براساس «اثر اِکمَن» است (بری و کورلی، ۱۹۷۸). حرکت آبها در جهت سمت راست جریان هوا صورت می‌گیرد. زاویه بین جریان اقیانوسی با جریان هوا حدود ۴۵ درجه است؛ مثلاً در منطقه بادهای بسامان نیمکره شمالی، بادها به سمت جنوب غربی می‌وزند، ولی جریان اقیانوسی حدود ۴۵ درجه به طرف راست منحرف می‌شود و موازی با مدارها، یعنی در جهت غربی، حرکت می‌کند. سرعت جریان دریایی متناسب با کاهش اثر جریان هوا، در جهت عمق اقیانوس کاهش می‌یابد و مقدار انحراف آن نیز بیشتر می‌شود و به مرحله‌ای می‌رسد که در آن، جهت جریان اقیانوسی ۱۸۰ درجه منحرف می‌شود و در جهت مخالف جریان سطحی حرکت می‌کند.

بنابراین، هر جریان سطحی اقیانوسی در عمق آب یک جریان در جهت مخالف دارد که سرعت آن به مراتب کمتر از سرعت جریان سطحی است. از طرف دیگر، اثر اکمن نیز مانند نیروی کوریولیس، در اطراف استوا تقریباً صفر است و به طرف قطبها افزایش می‌یابد. بنابراین، عمق لایه تغییر جهت کامل جریان اقیانوسی از استوا به طرف قطب کاهش پیدا می‌کند. متوسط این عمق در آبهای باز حدود ۵۰ متر است (بری و کورلی، ۱۹۷۸).

اندازه حرکت زاویه‌ای جریان اقیانوسی هم، مثل جریان هوا، در طول حرکت آن ثابت است و در نتیجه این جریانها ضمن حرکت به طرف قطب یا استوا چرخندگی پیدا می‌کنند که سیکلونی یا آنتی‌سیکلونی است. مهمترین عامل در کنترل جهت حرکت جریانهای اقیانوسی، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای هستند که در اطراف خود جریانهای متفاوت و عمده اقیانوسی را به وجود می‌آورند. شکل ۲۰ـ۵ جریانهای اقیانوسی را نشان می‌دهد. این شکل را با توجه به مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای در شکل ۱۱ـ۵ الف درنظر بگیرید.



شکل ۵.۲۰ جریانهای اقیانوسی (باتن، ۱۹۸۴)

به مرکز پرفشار آزور در اقیانوس اطلس توجه کنید. می‌دانیم که بادهای بسامان در جهت جنوب غربی به طرف استوا می‌وزند؛ درنتیجه، جریان اقیانوسی از شرق به غرب در قلمرو بادهای بسامان حرکت می‌کند که به جریان شمال استوایی موسوم است. مرکز پرفشار جنب‌حاره‌ای در نیمکره جنوبی مشابه این جریان را در اقیانوس‌اطلس جنوبی ایجاد می‌کند که به جریان جنوب استوایی موسوم است.

این دو جریان در منطقه حاره آبهای سطحی را به طرف غرب اقیانوس می‌برند. در قسمت غرب اقیانوس، مقدار بیشتری از این جریان تحت تأثیر وضع گردش هوا در اطراف پرفشار جنب‌حاره‌ای به طرف شمال منحرف می‌شود و مقداری از آن نیز در روی خط استوا، بین دو جریان شمال استوایی و جنوب استوایی به طرف مشرق حرکت می‌کند که آن را جریان برگشتی استوا می‌نامند. جریان برگشتی استوا در روی اقیانوس کبیر بهتر از اقیانوسهای دیگر جلوه می‌کند.

در حاشیه غربی مرکز پرفشار آزور، آبهای گرم‌شده خلیج مکزیک به طرف شمال شرقی حرکت می‌کند. این جریان به جریان گلف‌استریم معروف است. جریان گلف‌استریم در منطقه بادهای غربی، در فاصله بین ۳۵ و ۴۵ درجهٔ شمالی، جهت غربی-شرقی پیدا می‌کند. در این حال آن را جریان اطلس شمالی می‌نامند که در روی اقیانوسها دیده می‌شود. همین مرکز پرفشار آزور در شرق اقیانوس اطلس جریان کاناری را ایجاد می‌کند که آبهای سرد شمال شرق فرانسه را به طرف عرضهای جغرافیایی پایین می‌برد.

به طور خلاصه، مرکز پرفشار آزور، در جنوب، جریان شمال استوایی؛ در غرب، جریان گلف‌استریم؛ در شمال، جریان اطلس شمالی و در شرق، جریان کاناری را ایجاد می‌کند. در حاشیه شرقی این مرکز، به علت تأثیر اکمن، آبهای سطحی اقیانوس پیوسته به طرف غرب منحرف می‌شوند و به جای آنها در نواحی ساحلی، آب سرد دوباره از زیر بالا می‌آید. این عمل، پیوسته در سواحل شرقی اقیانوسها انجام می‌گیرد و به همین دلیل این منطقه را منطقه بالاآیی نامیده‌اند.

در اقیانوس اطلس شمالی، مرکز فروبار ایسلند وجود دارد که در زمستان خیلی قوی و در تابستان خیلی ضعیف است. در هر صورت، این فروبار در جریانهای اقیانوسی منطقه اثر می‌گذارد، به طوری که مقداری از جریان گلف‌استریم در امتداد حاشیه شرقی این فروبار تا سواحل شبه جزیره اسکاندیناوی و دریای بارنتز پیش می‌رود

و آب و هوای این مناطق را گرمتر می‌کند. در حاشیه غرب این فروبار، جریان سرد گرینلند شرقی در امتداد ساحل شرقی گرینلند و جریان سرد لابرادور در امتداد ساحل شرقی کانادا پدید می‌آید.

مرکز پرفشار جنب‌حاره‌ای در اقیانوس اطلس جنوبی، سبب ایجاد جریان آب گرم برزیل در امتداد سواحل برزیل و جریان آب سرد بنگوئلا در امتداد سواحل آنگولا می‌شود.

مرکز پرفشار کالیفرنیا در اقیانوس‌کبیر شمالی جریان سرد کالیفرنیا را در ساحل شرقی اقیانوس ایجاد می‌کند. جریان گرم کوروشیو، در امتداد سواحل ژاپن و تایوان هم با تأثیر مرکز پرفشار غرب اقیانوس آرام به وجود می‌آید که آبهای گرم جنوب را به سواحل ژاپن می‌برد و آب و هوای زمستانی آنجا را معتدل می‌کند. در همین منطقه، به طرف شمال، فروبار آلئوسین جریانهای اقیانوسی را کنترل می‌کند که در امتداد سواحل کانادا و آلاسکا جریان نسبتاً گرم آلاسکا و در امتداد سواحل شرقی سیبری جریان سرد کامچاتکا را به وجود می‌آورد.

مرکز پرفشار اقیانوس کبیر جنوبی جریان آب سرد پرو را در امتداد سواحل غربی امریکای جنوبی و جریان گرم شرق استرالیا را در امتداد سواحل شرقی استرالیا به وجود می‌آورد. مرکز پرفشار اقیانوس هند جنوبی نیز جریان گرم آگلهاس را در امتداد سواحل شرقی افریقا و جریان سرد غرب استرالیا را در امتداد سواحل غربی استرالیا ایجاد می‌کند. در تمام منطقه آبهای واقع در جنوب مدار ۴۵ درجه جنوبی، جریان غربی جریان دارد.

۵ـ۱۱ گردش هوا در مقیاسهای منطقه‌ای و محلّی

علاوه بر گردش عمومی که به آن اشاره شد، اتمسفر زمین در مقیاسهای کوچکتر نیز سیستمهای گردشی خاصی دارد. این سیستمهای کوچکتر اگرچه در اصل از وضعیت ویژه گردش عمومی هوا در یک مکان معین ناشی شده‌اند، هر کدام ویژگیهای معینی دارند که باید جداگانه آنها را بحث کرد.

معروفترین سیستم گردش منطقه‌ای هوا، سیستم گردشی موسمی جنوب آسیاست که در منطقه‌ای وسیع، از مرز شرقی ایران تا جنوب ژاپن، برقرار است.

سیستمهای گردش محلّی هوا مقیاسی کوچکتر از سیستمهای منطقه‌ای دارند و از جمله مهمترین آنها نسیمهای دریا و کوه و بادهای محلّی را می‌توان نام برد که بر اثر تغییرات فشار در مقیاس کوچک ایجاد می‌شوند. در این قسمت درباره اینگونه

سیستمهای گردش هوا بحث می‌کنیم و پیش از آغاز بحث یادآور می‌شویم که این سیستمها درداخل گردش عمومی هوا جریان دارند و جدا از آن قابل توجیه نیستند.

سیستم گردش موسمی

در بعضی نقاط سطح زمین، تغییرات فصلی گردش عمومی هوا چشمگیر است و با نقاط دیگر تفاوت بسیار دارد؛ بدین‌معنی که در این نواحی، رشته تغییرات معمول به هم می‌خورد. در شرایط معمول، مثلاً در تابستان، براثر عقب‌نشینی بادهای غربی، مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به طرف شمال حرکت کرده، در پی آن بادهای بسامان و کمربند همگرایی حارّه‌ای هم به طرف شمال نقل مکان می‌کنند. این تغییر مکان طوری نیست که مثلاً در منطقه بادهای بسامان، بادهای جنوب غربی بوزد، یعنی جریان باد ۱۸۰ درجه تغییر جهت دهد، اما در جنوب شرقی آسیا، به علت اوضاع خاص جغرافیایی، از قبیل وجود رشته کوه عظیم هیمالیا در امتداد مداری و همجواری خشکی وسیع با آبهای گسترده اقیانوسهای کبیر و هند و عوامل دینامیک دیگر، گردش عمومی هوا تغییرات محسوسی نسبت به نواحی دیگر دارد؛ به عبارت دیگر، در این منطقه در فصل سرد، بادهای خشک و سرد شمال شرقی و در فصل گرم، بادهای گرم و مرطوب جنوب غربی سیطره دارند. به همین جهت، رژیم گردش هوا در این منطقه را رژیم موسمی[1] می‌نامند.

۱. *معیارهای برقراری گردش موسمی*

رمیج[2] برقراری گردش (رژیم) موسمی را تابع سه معیار می‌شناسد:

۱. جهت باد غالب بین ژانویه و ژوئیه حداقل ۱۲۰ درجه تغییر کند؛

۲. درصد فراوانی باد غالب در هر کدام از این ماهها بیش از ۴۰ درصد باشد؛

۳. سرعت متوسط باد غالب در هیچکدام از این ماهها بیش از ۳ متر در ثانیه نباشد.

قلمرو استیلای رژیم موسمی، منطقه گسترده‌ای است که از دریای عرب تا جنوب ژاپن را در امتداد سواحل جنوبی و شرقی آسیا، در جنوب رشته کوه هیمالیا

---

۱. این کلمه از کلمه عربی موسم به معنی فصل و زمان معین گرفته شده است. بازرگانان عرب بارانهای تابستانی هندوستان را به دلیل فراوانی بارش آنها در این فصل، به این نام می‌خواندند. **Monsoon** که در زبان انگلیسی معادل «موسمی» است، همین کلمه است که در زبان مذکور اندکی تغییر شکل یافته است.

2. Ramage

فرامی‌گیرد. بارانهای تابستانی در منطقه موسمی آسیا شدید و طولانی است، در صورتی که فصل سرد این مناطق خشکتر و بارش آن در مقایسه با تابستان کمتر است.

در نواحی دیگر سطح زمین، مانند شمال استرالیا، خلیج گینه و بعضی نواحی شرق افریقا نیز جریان موسمی، با شدت کمتر، دیده می‌شود.

۲. تبیین سیستم گردش موسمی

در گذشته، سیستم موسمی را با توجه به مجاورت خشکی بزرگ شبه قاره هند با اقیانوس هند بدین‌ترتیب تحلیل می‌کردند که در زمستان براثر سرمای زیاد، خشکی هند مرکز فرابار و اقیانوس هند مرکز فروبار شده، در نتیجه، جریان سرد و خشک از خشکی به دریا برقرار می‌شد. این وضعیت در تابستان برعکس بود؛ بدین‌معنی که در تابستان، اقیانوس هند مرکز فرابار و خشکی هند مرکز فروبار می‌شد و در نتیجه بادهای تابستانی از دریا به خشکی می‌وزید.

اساس چنین مدل ساده‌ای نسیم دریا و خشکی است. امروز این مدل ساده رد شده است؛ زیرا:

۱. براساس این مدل، بارش در سواحل شرقی و غربی شبه قارهٔ هند باید یکسان باشد که درعمل اینطور نیست و بارش در سواحل غربی چندین برابر سواحل شرقی است.

۲. نسیم دریا محدود به ساحل است و حداکثر تا ۶۰کیلومتری به داخل خشکی نفوذ می‌کند، در حالی که بارانهای موسمی جنوب آسیا تا جنوب تبت ادامه دارد.

۳. ضخامت نسیم دریا از ۱۰۰۰ متر تجاوز نمی‌کند، ولی ضخامت هوای موسمی جنوب غربی به ۶ کیلومتر می‌رسد.

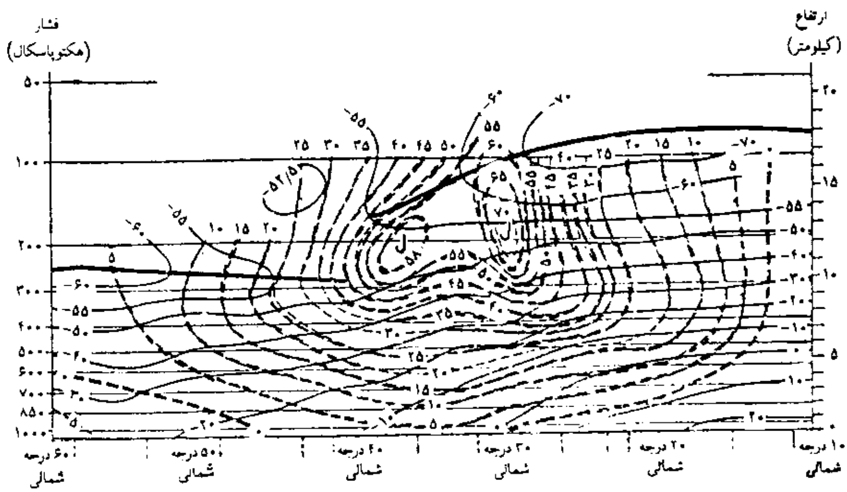
۴. نسیم دریا در فصل گرم اتفاق می‌افتد، اما در گرمترین دوره سال هندوستان که بهار است، بارانهای موسمی هنوز آغاز نشده است.

نتیجه این می‌شود که عامل اصلی رژیم موسمی را باید در گردش عمومی هوا جستجو کرد. اقلیم‌شناسان تغییرات دمایی فصلی را در منطقه، در تشکیل این رژیم بی‌تأثیر نمی‌دانند، اما نظر به اهمیت مسلم گردش عمومی هوا در برقراری این سیستم، در این بحث تنها به وضعیت گردش عمومی در فصول سرد و گرم اکتفا خواهیم کرد.

فصل سرد. در این فصل، حلقه بادهای غربی از قطب تا روی هندوستان گسترش پیدا می‌کند (شکل ۲۱-۵). مرز جنوبی این گسترش، در سطح زمین، در حوالی مدار ۳۰درجهٔ

شمالی و از تراز بالاتر از سطح ۶۰۰ هکتوپاسکال در حوالی مدار ۱۳ درجهٔ شمالی است.

بادهای غربی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به سرعت رودباد می‌رسند و در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال دو رودباد جداگانه در دو طرف فلات تبت ایجاد می‌شوند که رودباد جنوبی همان رودباد جنب‌حارّه است و حداکثر سرعت آن در روی مدار ۳۰ درجهٔ شمالی و در سطح ۱۵۰ هکتوپاسکال به ۷۰ متر در ثانیه می‌رسد. رودباد شمالی که رودباد جبههٔ قطبی نام دارد، در حاشیه شمالی فلات تبت، روی مدار ۳۸ درجه شمالی مستقر است. حداکثر سرعت این رودباد در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال به ۵۸ متر در ثانیه می‌رسد.

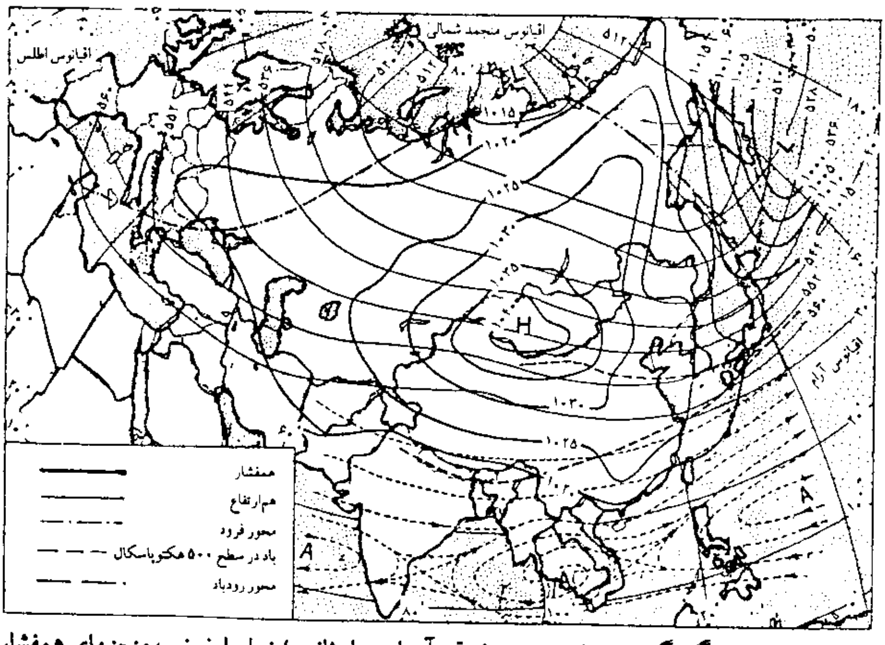


شکل ۵-۲۱ نیمرخ اتمسفر در امتداد نصف‌النهار ۱۲۰ درجهٔ شرقی در دورهٔ ژانویه ـ مارس. خطوط باریک پررنگ خطوط همدما برحسب سلسیوس و خطوط بریده‌بریده خطوط همسرعت برحسب متر در ثانیه را نشان می‌دهند. خط پررنگ ضخیم تروپوپاوز است و خط بریده‌بریده ضخیم خط همسرعت صفر است که بادهای شرقی را از بادهای غربی جدا می‌کند (چانگ، ۱۹۷۲).

رودباد جنب‌حارّه‌ای، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای را در جنوب خود به وجود می‌آورد که به صورت سه سلول آنتی‌سیکلونی در امتداد مدار ۱۴ درجه شمالی، بر روی شرق فیلیپین، هندوچین و دریای عرب در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال جای می‌گیرند (شکل ۵-۲۲). مرکز این آنتی‌سیکلونها در جهت سطح زمین به مدارهای بالاتر تمایل دارد، به طوری که در حوالی مدار ۳۰ درجه در سطح زمین با آنتی‌سیکلونهای حرارتی آسیای مرکزی یکی می‌شود و سیستم واحدی را به وجود می‌آورند.

نتیجه استقرار این آنتی‌سیکلونها برقراری سیستم بادهای شمال شرقی در سطح زمین در تمام منطقه جنوب شرقی آسیاست. با افزایش ارتفاع، قلمرو بادهای شرقی به طرف استوا محدود می‌شود، به طوری که در سطح زمین، در تمام منطقه جنوب هیمالیا بادهای شرقی جریان دارند، ولی این بادها در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال فقط به جنوب مدار ۲۰ درجه شمالی و از سطح ۶۰۰ هکتوپاسکال به بالا به جنوب مدار ۱۵ درجه محدودند.

در شکل ۲۲ـ۵ مشهود است که در فصل سرد، برروی آسیای مرکزی، فرابار حرارتی گسترده‌ای تشکیل می‌شود که در حاشیه شرقی خود هوای سرد و خشک قاره‌ای قطبی را از خشکی آسیا به طرف دریاهای حاشیهٔ اقیانوس کبیر سرازیر می‌کند، ولی هیچگونه نفوذی در منطقه هندوستان ندارد. علت آن است که این آنتی‌سیکلون، حداکثر به ۱۵۰۰ متر می‌رسد و در نتیجه هیچگاه نمی‌تواند از سلسله هیمالیا به طرف جنوب بگذرد. روی این آنتی‌سیکلون حرارتی، در تمام سطوح، بادهای غربی جریان دارند.



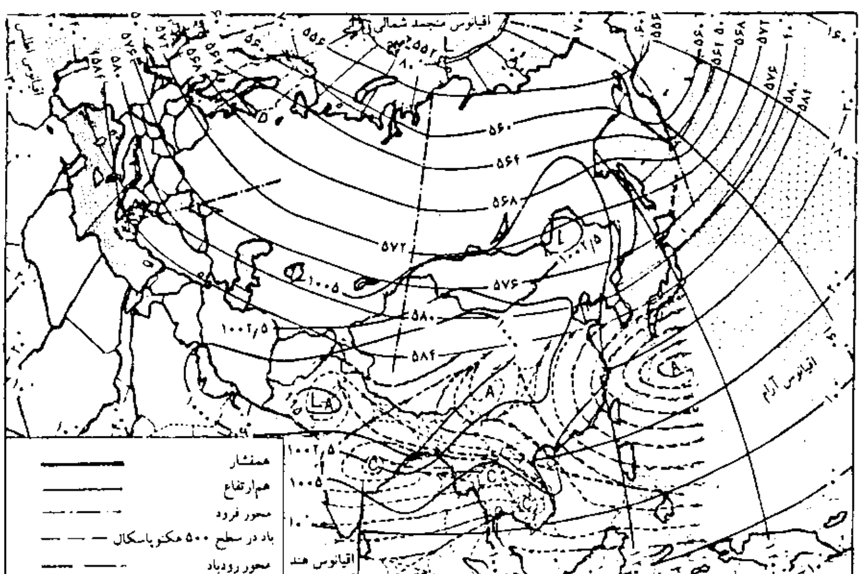
شکل ۲۲ـ۵ حالت میانگین گردش هوا در جنوب شرقی آسیا در ماه ژانویه؛ خطوط ضخیم، منحنیهای همفشار در سطح متوسط دریا؛ خطوط باریک، منحنیهای هم‌ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و خطوط منقوط، جریان هوا را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهند. محور رودباد با خط مقطع و محور فرود با خط مقطع منقوط نشان داده شده است. H مرکز فرابار و L مرکز فروبار در سطح متوسط دریا و A مرکز آنتی‌سیکلون در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهند (چانگ، ۱۹۷۲).

بادهای شمال شرقی که هوای سرد و خشک را از قاره آسیا و شبه قاره هند به اقیانوسهای اطراف سرازیر می‌کنند، به بادهای موسمی زمستانی معروف هستند.

به طور خلاصه، برخلاف عقیده گذشتگان، بادهای شمال شرقی روی هندوستان نتیجه استقرار پرفشار دینامیک زیر رودباد جنب‌حارّه‌ای برروی این منطقه است و پرفشار یا آنتی‌سیکلون حرارتی سیبری، به دلیل وجود سد عظیم کوهستان هیمالیا، هیچگونه دخالتی در تشکیل آن ندارد.

فصل گرم. در دورهٔ گرم سال، به علت گرم شدن عمومی نیمکره شمالی، حلقه بادهای غربی عقب‌نشینی می‌کند و آرایش موجی آنها با زمستان متفاوت می‌شود.

در منطقه آسیا، فرود غرب اورال از بین می‌رود و جای آن را یک سیستم مانع[1] می‌گیرد. فرود روی ژاپن نیز ضعیفتر شده، به شرق کامچاتکا منتقل می‌شود. تغییر عمده و مؤثر، تبدیل فراز روی تبت به فرودی عمیق است که در امتداد نصف‌النهار ۸۰ درجه شرقی از شمال سیبری تا جنوب هندوستان ادامه دارد (شکل ۵ـ۲۳).

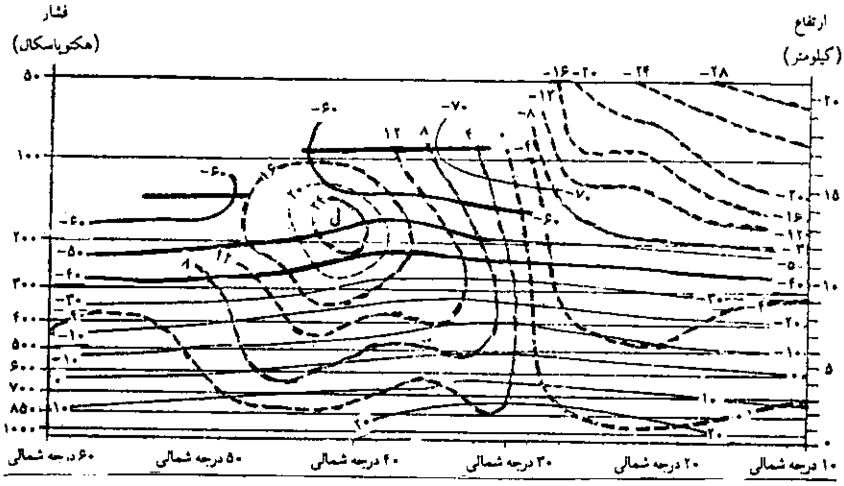


شکل ۵ـ۲۳ حالت میانگین گردش هوا در جنوب شرقی آسیا در ماه ژوئیه. C مرکز سیکلون در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال است. بقیه توضیحات مانند شکل ۵ـ۲۲ است.

۱. هرگاه فرابار یا آنتی‌سیکلونی به مدت نسبتاً طولانی در محلی مستقر شود، به طوری که جلو حرکت مداری سیکلونهای مهاجر را سد کند، سیستم حاصل را «مانع» می‌نامند.

رودباد جنب‌حارّه‌ای موجودیت مستقل خود را از دست می‌دهد و در جنوب هیمالیا از بین می‌رود، اما رودباد جبهه‌قطبی با شدتی کمتر از شدت زمستان، برروی مدار ۴۲ درجه شمالی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکالی همچنان جریان دارد (شکل ۲۴ـ۵).

با عقب‌نشینی بادهای غربی، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای نیز به طرف شمال جابه‌جا می‌شوند. مراکز پرفشار در جنوب آسیا به صورت سه سلول جداگانه برروی غرب اقیانوس آرام، چین غربی و بیابان تار[1] ظاهر می‌شود. فرود بادهای غربی در وسط این سلولها، در منطقهٔ بیابان اوردوس[2] و فلات تبت نفوذ می‌کند. اثر این آنتی‌سیکلونها در طبقات بالای جوّ محسوستر است. در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال فرابار چین غربی با فرابار روی تبت یکی می‌شود و به صورت سیستم گسترده‌ای تمام منطقه را فرا می‌گیرد.



شکل ۲۴ـ۵ نیمرخ اتمسفر در امتداد نصف‌النهار ۱۲۰ درجه شرقی در ماه ژوئیه. توضیحات مانند شکل ۲۱ـ۵ است (چانگ، ۱۹۷۲).

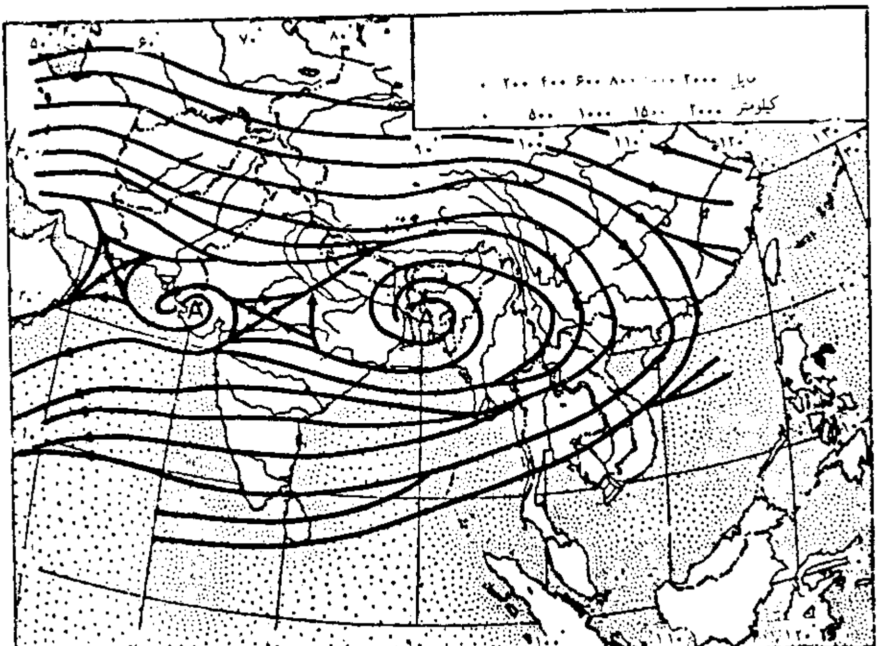
مرکز پرفشار وسیع تبت در جنوب خود بادهای شرقی و در شمال خود بادهای غربی را سبب می‌شود (شکل ۲۵ـ۵). سرعت بادهای شرقی با افزایش ارتفاع، به طرف استوا، زیاد می‌شود و چندین هسته سرعت (با سرعتی حدود ۱۴۰ کیلومتر در ساعت) در

---

۱. بیابان تار (Thar) در شمال غرب هند که به بیابان بزرگ هند نیز موسوم است.

۲. بیابان اوردوس (Ordos) در شمال چین

منطقهٔ بین ۱۲ تا ۱۵ درجه شمالی و در ارتفاع ۱۶ کیلومتری به بالا در آنجا ایجاد می‌گردد (شکل ۲۶ـ۵). این هسته‌های سرعت، رودباد شرقی را به وجود می‌آورند.

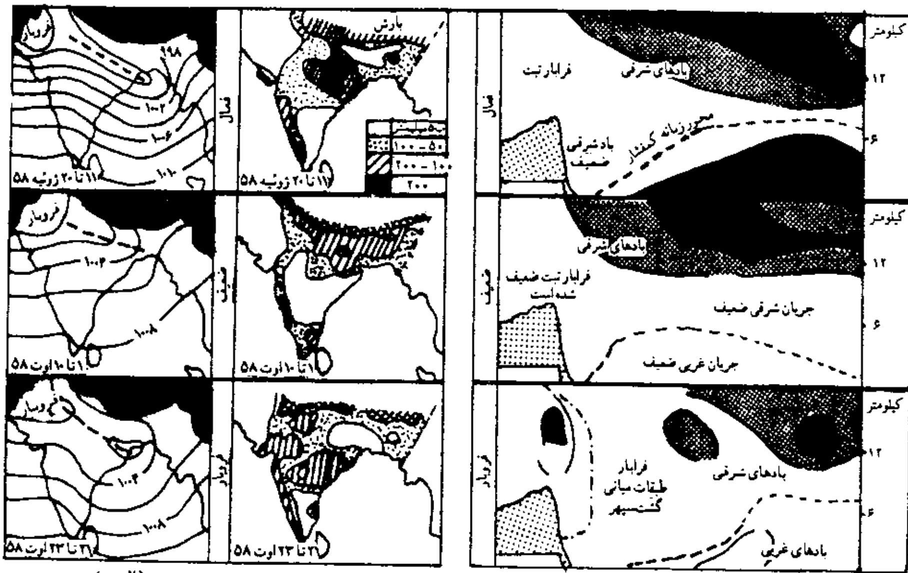


شکل ۲۵ـ۵ جریان هوا در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکالی در ماه ژوئیه در جنوب شرقی آسیا (چانگ، ۱۹۷۲).

عمق نفوذ رودباد شرقی، در جهت نزولی، تا سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال ادامه دارد. چگونگی فشار درزیر سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال را تغییرات حرارتی سطح زمین کنترل می‌کند.

در فصل گرم، در سطح زمین، بر اثر کسب انرژی تابشی زیاد، فروباری حرارتی تشکیل می‌شود که تمام منطقه موسمی از خلیج‌فارس تا مغولستان را فرامی‌گیرد. مرکز این فروبار بر روی پاکستان قرار دارد و مراکز ثانوی آن برروی مغولستان و جنوب ایران به وجود می‌آید (شکل ۲۳ـ۵). ضخامت این فروبار در جهت قائم تا سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال ادامه دارد که البته در نواحی جنوبی هندوستان تا ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز ادامه می‌یابد. در شکل ۲۳ـ۵ می‌توان دید که اثر این فروبار به صورت گردش سیکلونی بر روی شبه جزیره هندوستان و هندوچین ظاهر می‌شود و به این ترتیب، با فرود عمیق روی نصف‌النهار ۸۰ درجه شرقی ارتباط پیدا می‌کند. از مرکز فروبار واقع در بیابان تار، زبانه‌ای به طرف خلیج‌بنگال در امتداد دره گنگ کشیده می‌شود (شکل ۲۶ـ۵).

این زبانه کمفشار که آن را زبانه «کمفشار موسمی» می‌نامند، با افزایش ارتفاع به طرف استوا متمایل می‌شود و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با مراکز سیکلونی جنوب هندوستان و هندوچین ارتباط می‌یابد (شکل ۲۳ـ۵).



(الف) (ب) (ج)

شکل ۲۶ـ۵ الف) توزیع فشار تبدیل‌شده برروی هندوستان؛ ب) توزیع بارندگی برروی هندوستان؛ ج) برش مقطع در امتداد طول ۸۰ درجهٔ شرقی. جریانهای مداری در این برش به صورت مقطّع مشخص شده است. سرعت باد برحسب گره است (بوشر، ۱۹۷۵).

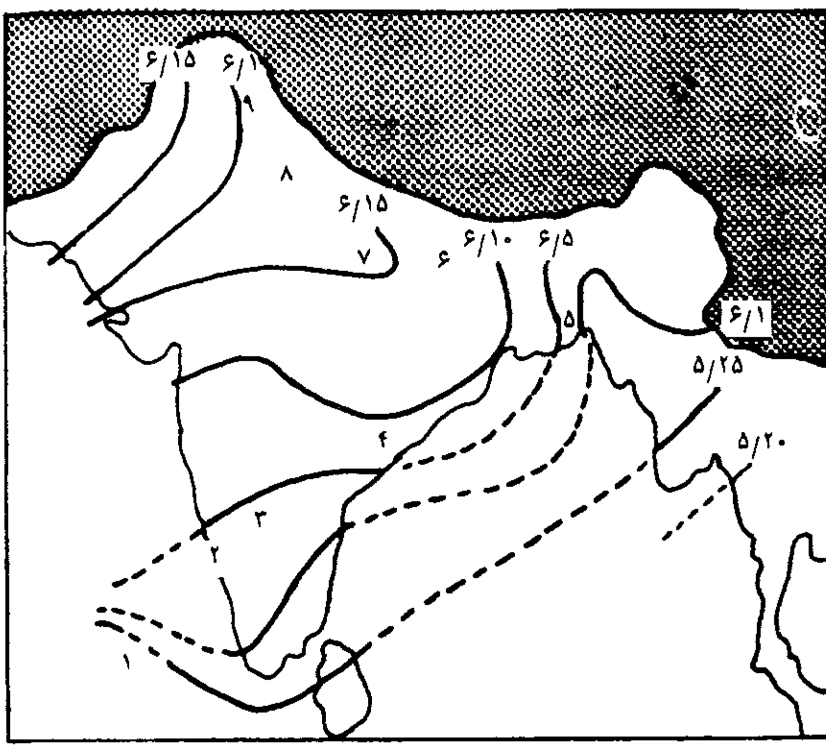
زبانه یادشده ادامه کمربند همگرایی استوایی در جنوب شرق آسیاست. به عبارت دیگر، در تابستان، کمربند همگرایی حارّه‌ای به طرف شمال منتقل شده و در جنوب شرقی آسیا از جنوب هیمالیا، از جزیرهٔ تایوان تا جنوب شرقی ایران کشیده شده است و در درهٔ گنگ منطبق بر زبانه فشار کم موسمی است.

کمربند همگرایی استوایی، محل همگرایی بادهای بسامان از دو نیمکره است. در تابستان، این کمربند، در جنوب شرقی آسیا، در شمالی‌ترین نقطه خود، از خط استوا حدود ۲۵ درجه فاصله دارد و بادهای جنوب شرقی نیمکره جنوبی که در محدوده گردش سلول هدلی به طرف کمربند همگرایی حارّه‌ای می‌وزند، برای رسیدن به آن باید از استوا عبور کنند. بادهای یادشده پس از عبور از استوا، براثر نیروی کوریولیس به

طرف راست منحرف می‌شوند (شکل ۱۱ـ۵) و به صورت جریان جنوب غربی به سواحل غربی هندوستان و هندوچین می‌وزند. همین وزشها، بادهای موسمی تابستان هندوستان را تشکیل می‌دهند.

بادهای موسمی (جریان جنوب غربی)، پس از رسیدن به خلیج‌بنگال، در فروبار روی گنگ به گردش عمومی هوا وارد می‌شوند و به صورت گردش سیکلونی از دامنهٔ جنوبی هیمالیا به طرف شمال غرب، تا بیابان تار، پیشروی می‌کنند.

گردش موسمی تقریباً از بیستم ماه مه در جزیرهٔ سیلان و شرق خلیج بنگال شروع می‌شود و تا پانزدهم ژوئیه بتدریج به بیابان تار می‌رسد (شکل ۲۷ـ۵).



شکل ۲۷ـ۵ تاریخ متوسط آغاز بارندگی موسمی و پیشرفت آن برروی منطقه هند. عدد سمت راست ممیز بیانگر روز و عدد سمت چپ ممیز بیانگر ماه است (بوشر، ۱۹۷۵).

با توجه به شکل ۲۶ـ۵، ضخامت جریان موسمی در جنوب هندوستان به ۶ کیلومتر می‌رسد و بتدریج که در جهت شمال گسترش می‌یابد از ضخامت آن کاسته

می‌شود. در تمام منطقه جنوب فرابار تبت، برروی جریان موسمی جنوب غربی، بادهای گرم و خشک بسامان به طرف استوا می‌وزند.

بادهای جنوب غربی در حاشیه جنوب شرقی فروبار پاکستان به طرف شرق آسیا، تا جنوب ژاپن، حرکت می‌کنند و در مسیر خود سبب بارش بارانهای موسمی کشورهای این منطقه می‌شوند.

در شکل ۲۳ـ۵ دیده می‌شود که بادهای غربی، در فصل گرم، در شرق سیبری فرازی به وجود می‌آورند. وجود این فراز در سطح زمین ایجاد فرابار مانع برروی دریای اختسک[1] می‌کند. وقتی این فرابار برروی دریای اختسک مستقر شد و مرکز پرفشارهای دینامیک جنب‌حارّه نیز به شمال مدار ۲۰ درجه منتقل شد، شرایطی ایجاد می‌شود که در نتیجه آن بادهای جنوب غربی به طرف حوضه یانگ‌تسه می‌وزند. در داخل این بادها سیستمهای بارانزای موجود در این بادها در مسیر رسیدن به حوضه یانگ‌تسه با فرابار مواجه شده، مدتی متوقف می‌شوند. نتیجه این مواجهه و توقف، بارش موسوم به مای‌یو[2]، به تقریب در فاصلهٔ سوم تا چهاردهم ژوئن است (هِسو[3]، ۱۹۶۵).

بادهای محلّی

بادهای محلّی به بادهایی گفته می‌شوند که در بعضی از مناطق سطح کره زمین با تناوب منظمی می‌وزند. حوزه گسترش این بادها محدود بوده، غالباً اسامی محلّی دارند.

علت عمده ایجاد بادهای محلّی اختلافهای حرارتی محلّی است و البته عوامل دینامیکی دیگر هم در ایجاد آنها بی‌تأثیر نیست.

۱. نسیم دریا و خشکی

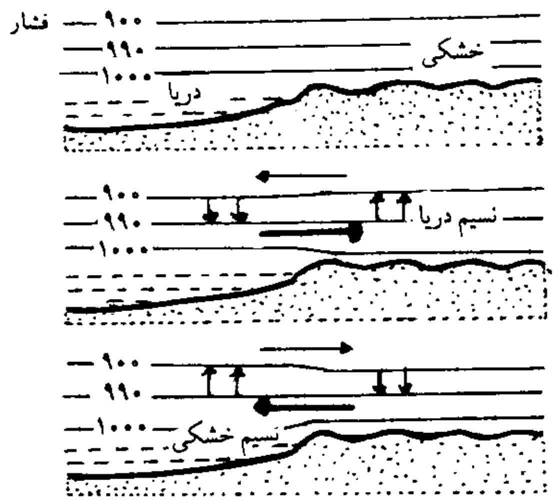
هوای روی خشکی، براثر گرم شدن خشکی در روز، گرم و منبسط می‌شود؛ در نتیجه، هوای بالای خشکی صعود می‌کند و در سطح زمین مرکز کمفشار به وجود می‌آید. در مقابل، به علت سردی نسبی آب دریا (نسبت به خشکی)، در هوای روی دریا مرکز پرفشار پدید می‌آید. جریان هوا از فرابار روی دریا به سمت فروبار روی خشکی متمایل می‌شود که آن را نسیم دریا می‌نامند. در ارتفاع بالاتر، هوا برروی خشکی بیشتر

---

1. Okhotsk 2. Maiyu 3. Hsu

از دریا، و در نتیجه، جهت شیب تغییرات فشار از خشکی به دریاست و جریان هوا از خشکی به طرف دریا می‌وزد. هنگام شب عکس این فرایند برقرار می‌شود؛ یعنی نسیم خشکی شروع به وزیدن می‌کند (شکل ۵ـ۲۸).

شدت و گسترش نسیم دریا به شرایط آب و هوایی ساحل بستگی دارد. در روزهای گرم، آفتابی و آرام که خشکی خیلی گرم شده باشد، ناپایداری هوای روی آن بیشتر است و همین امر نسیم دریا را تشدید می‌کند (وکسلر[1]، ۱۹۴۶).



شکل ۵ـ۲۸ نسیم دریا (بالا) و نسیم خشکی (پایین). پیکانها جهت وزش را نشان می‌دهند (استرالر، ۱۹۷۸).

بنابراین، نسیم دریا در چند ساعت بعد از ظهر، بیشترین شدت را دارد. جهت وزش بادهای منطقه‌ای نیز در تشدید نسیم دریا اثر دارد، به طوری که بادهای موازی ساحل آن را تضعیف و بادهای عمود بر ساحل آن را تقویت می‌کنند. منطقه گسترش نسیم دریا برروی خشکی، در نواحی مختلف زمین فرق می‌کند. وسعت وزش این نسیم در عرضهای پایین‌تر به حدود ۱۰۰ کیلومتر و در عرضهای متوسط به حدود ۵۰ کیلومتر می‌رسد.

در سواحل طویل که انحنای آنها منطبق بر جهت کوریولیس باشد، گسترش عرضی باد محدودتر ولی سرعت آن بیشتر است. در ۱۹۷۷ سیمسون[2] و همکارانش با

---

1. Waxler 2. Simson

مطالعه ساختار نسیمهای دریایی متوجه شدند که ضخامت این نسیم در نزدیک جبهه نسیم دریا، حدود ۱۰۰۰ متر است که به طرف خشکی کم می‌شود. بدیهی است سرعت وزش باد هم با پیشروی هر چه بیشتر آن در خشکی، بر اثر افزایش تأثیر نیروی اصطکاک، کمتر می‌شود.

لایه‌های پایینی نسیم دریا نسبت به لایه‌های بالایی آن رطوبت بیشتری دارد، به طوری که در هوای ارتفاع بالای پشت جبههٔ سرد، به طرف دریا، کاملاً خشک است. این هوای خشک، همان هوای گرم و ناپایدارشده خشکی است که از ارتفاع بالا، پس از صعود، به طرف دریا حرکت کرده است. هوای مذکور در قسمتهای پایین‌تر خود با هوای مرطوبتر دریا مخلوط می‌شود.

نسیمهای دریایی به علت کوچک بودن محدوده فعالیت، بویژه در گسترش عمودی خود، اثر عمده‌ای در وضع هوای منطقه ندارند، هر چند بایرس و هاریت[1] (۱۹۶۹) یادآور شده‌اند که اگر هیچ عامل صعود دیگری در منطقه وجود نداشته باشد، این نسیمها عامل مؤثری در صعود هوا هستند.

۲. نسیم کوه و درّه

هنگام شب، بویژه در شبهای صاف و آرام، منطقه بالای کوه زودتر از درّه دامنه آن انرژی حرارتی خود را از طریق تابش از دست می‌دهد و سرد می‌شود؛ در نتیجه، هوای مجاور آن نیز سردتر و سنگین‌تر می‌شود. این هوای سنگین به طرف درّه جریان می‌یابد و جریانی از هوا به نام نسیم کوه ایجاد می‌کند. با ادامه این روند، هوای سرد و سنگین در طول شب در کف درّه جمع می‌شود و حالت وارونگی دما به وجود می‌آورد، به طوری که هنگام صبح، کف درّه خیلی سردتر از دامنه کوه است.

دامنه، در طول روز براثر تابش نسبتاً عمود امواج خورشید برآن گرمتر می‌شود و همین امر، هوای مجاور دامنه را ناپایدار می‌کند که نتیجهٔ آن صعود هوای دامنه در جهت شیب تغییرات فشار محلّی از کف درّه به طرف دامنه کوه است و جریان هوا از درّه به طرف دامنه برقرار می‌شود که به نسیم درّه موسوم است.

شدت نسیم درّه خیلی بیشتر از نسیم کوه است و از نظر ضخامت نیز نسیم درّه در

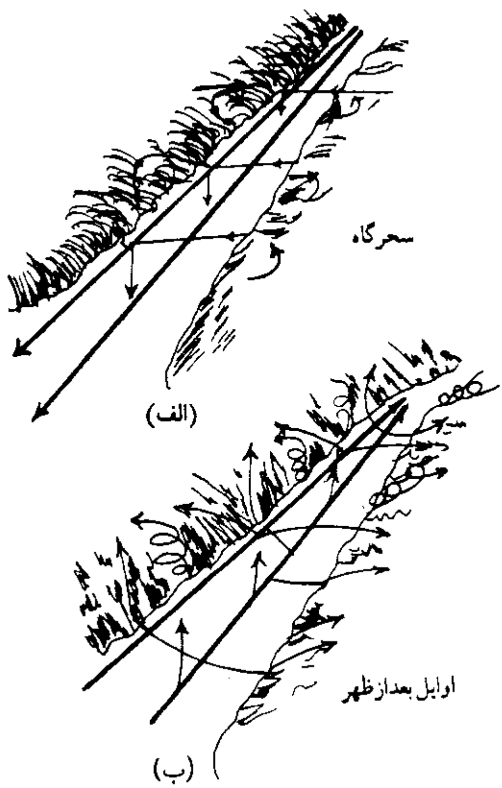
---

1. Byers & Harriet

ارتفاع بیشتری نسبت به نسیم کوه گسترش می‌یابد، در حالی که گسترش عمودی نسیم کوه در بالای درّه معمولاً از ۱۰۰ متر بیشتر نیست. زمان حداکثر فعالیت در مورد نسیم درّه، ساعات بعد از ظهر و در مورد نسیم کوه کمی قبل از طلوع آفتاب است. شکل ۲۹ـ۵ چگونگی نسیم درّه و نسیم کوه را نشان می‌دهد.

سدهای کوهستانی بزرگ، مانند کوههای راکی و زاگرس، اثر عمده‌تری بر جریانهای اتمسفری دارند. موقعی که توده هوا به دلایلی از دامنه کوه صعود کند، به تناسب پایداری خود، با شرایط متفاوتی مواجه می‌شود.

در صورتی که هوا ناپایدار یا ناپایدار مشروط باشد، در ارتفاعات بالای کوه شروع به صعود می‌کند، ولی هوای پایدار، بنا به ماهیت خود، در دامنه بادپناه کوه دوباره به ارتفاع اولیه خود نزول می‌کند. در هر صورت، می‌توان گفت که توده هوا در دامنه

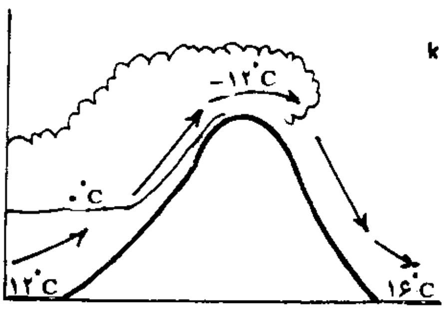


شکل ۲۹ـ۵ الف) نسیم کوه؛ ب) نسیم درّه (رامنی، ۱۹۶۸)

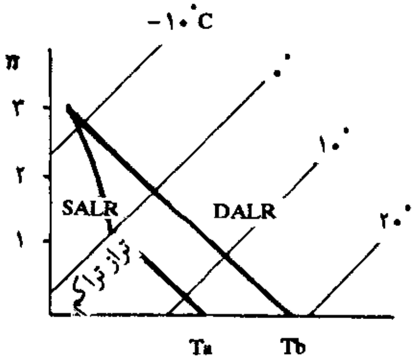
بادگیر گرایش به صعود و در دامنه بادپناه گرایش به نزول دارد. در این فرایند، سرعت باد در بالای کوه، به علت کمترشدن ضخامت اتمسفر در زیر تروپوپاوز، بیشتر می‌شود، به طوری که در زمستان در کوههای راکی، سرعت آن برابر ۴۰ تا ۵۰ متر در ثانیه است و گاه در بعضی نقاط به بیش از ۱۰۰ متر در ثانیه نیز می‌رسد.

۳. بادهای محلّی دیگر

هوا در اکثر موارد، به هنگام صعود در دامنه بادگیر، بتدریج سرد می‌شود و در نقطه‌ای تا قله کوه ایجاد تراکم و احتمالاً بارش می‌کند (شکل ۳۰ـ۵). کاهش دما در این دامنه، ابتدا به صورت آدیاباتیک خشک و بعد به صورت آدیاباتیک اشباع صورت می‌گیرد. در شکل ۳۰ـ۵، دمای هوا در پای کوه ۱۲ درجه سلسیوس و پس از صعود به ارتفاع حدود ۳ هزار متری به ۱۲− درجه سلسیوس رسیده است. مقداری از رطوبت هوا براثر بارش در این دامنه، از قله کوه یا کمی پایین‌تر از قله در دامنه بادپناه خارج، و هوا خشکتر می‌شود. نزول هوا در دامنه بادپناه باعث افزایش دمای هوا، فقط از طریق آدیاباتیک خشک می‌شود و نتیجه این کار افزایش دمای هوا در کوهپایه دامنه بادپناه است؛ مثلاً در شکل ۳۰ـ۵ دمای هوا در کوهپایه دامنه بادپناه ۱۸ درجه سلسیوس است که نسبت به دمای هوای همان ارتفاع در دامنه بادگیر گرمتر است.



(الف)



(ب)

شکل ۳۰ـ۵ پدیده گرمباد در دامنه بادپناه کوه. نمودار الف مسیر حرکت هوا و نمودار ب افزایش دما در دامنه بادپناه را نشان می‌دهد. Ta دمای هوا در دامنه بادگیر و Tb دمای هوا در دامنه بادپناه بر حسب سلسیوس است (بری و کورلی، ۱۹۸۲).

این شرایط که در دامنه بادپناه بیشتر کوهستانها اتفاق می‌افتد، پدیده گرمباد (فون[1] یا چینوک[2]) را به وجود می‌آورد و در بیشتر موارد از صعود هوای پایدار و نزول متعاقب آن ایجاد می‌شود. گاه توده هوا در ضمن صعود رطوبت خود را از دست نمی‌دهد. در این صورت ممکن است دربالای کوه لایه وارونگی دمایی وجود داشته باشد که سبب نزول هوا در دامنه بادپناه می‌شود و پدیده گرمباد را به وجود می‌آورد. پدیده گرمباد در زمستان و بهار در دامنه‌های شمالی کوههای آلپ، قفقاز و آسیای مرکزی به وجود می‌آید. در دامنه شرقی کوههای رشوز، آلپهای نیوزیلند و کوههای زاگرس نیز پدیده مشابه آن مشاهده می‌شود (بری و کورلی، ۱۹۸۲).

گاه توده هوا به قدری سرد است که دمای آن، با وجود نزول آدیاباتیک دما، خیلی پایین‌تر از هوای محلی است و در نتیجه به صورت جریانی از هوای سرد، جای هوای نسبتاً گرم محلی را می‌گیرد. متداولترین محل وقوع این پدیده، سواحل شمالی دریای مدیترانه است. در این نواحی براثر ایجاد شیب تغییرات فشار در زمستان، هوای سرد شمال آلپ به دامنه‌های جنوبی آن، برروی نواحی ساحلی مورد بحث سرازیر می‌شود و باد سردی را به وجود می‌آورد که به بورا[3] معروف است.

ازبادهای محلی معروف دیگر که براثر ایجاد شیب تغییرات فشار به وجود می‌آید، می‌توان میسترال[4]، سیراکو[5]، هارماتان[6]، و باد صد و بیست روزه سیستان را نام برد.

باد میسترال، در جنوب فرانسه، در درهٔ رن[7]، موقعی که مرکز پرفشار در اقیانوس اطلس و مرکز کمفشار برروی غرب مدیترانه به وجود می‌آید، از شمال به جنوب می‌وزد.

باد سیراکو از بیابان افریقا به طرف دریای مدیترانه می‌وزد و عامل به وجودآورنده آن سیکلونهای خمسین[8] است که از روی صحرا عبور می‌کنند. باد سیراکو در سواحل الجزایر و تونس بسیار گرم و خشک است و در آنجا به نام سموم، در لیبی با عنوان قبله و در مصر با نام خمسین معروف است. این باد پس از عبور از دریای مدیترانه، رطوبت می‌گیرد و در سواحل شمالی آن ایجاد بارش می‌کند.

باد هارماتان نتیجه وزش بادهای بسامان در غرب افریقاست. در زمستان که این بادها از روی صحرا عبور می‌کنند، گرد و غبار و شن را بلند کرده، با خود

1. Foehn 2. Chinook 3. Bora 4. Mistral
5. Sirocco 6. Harmattan 7. Rhone 8. Khamsin Cyclones

به سواحل غربی افریقا، تا سواحل خلیج گینه می‌برند. این غبار و شن باعث غبار آلودگی هوا در این نواحی می‌شود.

باد صد و بیست روزه سیستان، در جنوب شرقی ایران، زمانی به وجود می‌آید که فرابای محلی روی دریای خزر و ارتفاعات افغانستان و فروباری روی پاکستان و جنوب ایران به وجود می‌آید. این شرایط در تابستان حاصل می‌شود. در این زمان، هوای قسمتهای شمال ایران به طرف سیستان می‌وزد. این باد از حدود اوایل خرداد تا اواخر شهریور به مدت ۱۲۰ روز ادامه دارد و چون در مسیر خود از بیابانهای گرم و خشک مرکز ایران عبور می‌کند، رطوبت خود را از دست می‌دهد و بسیار گرم و سوزان می‌شود، به طوری که در جنوب شرقی ایران، آثار حیاتی را با خطر جدی مواجه می‌کند.

جمعبندی

نیرویی را که بر واحد سطح وارد می‌شود فشار می‌نامند. پراکندگی فشار که نیروی ستون هوای وارد بر سطح زمین است روی زمین یکنواخت نیست و همین امر سبب جابه‌جایی هوا بین مراکز پرفشار و کمفشار می‌شود. این جابه جایی هوا را باد گویند.

عامل اصلی ایجاد باد وجود شیب تغییرات فشار بین دو نقطه است. نیروی کوریولیس، باد را از مسیر اولیه خود در نیمکره شمالی به طرف راست و در نیمکره جنوبی به طرف چپ منحرف می‌کند. ناهمواری زمین هم در جهت و هم در شدت باد اثر دارد. جهت وزش باد در سطح زمین نتیجه عملکرد این سه نیروست که با خطوط همفشار زاویه تشکیل می‌دهد. اما در طبقات بالای جوّ که نیروی اصطکاک وجود ندارد نیروی کوریولیس با نیروی شیب تغییرات فشار تراز می‌شود و باد را موازی با خطوط هم‌ارتفاع به حرکت درمی‌آورد (باد ژئوستروفیک). باد در مسیرهای منحنی، براثر متعادل شدن نیروی کوریولیس با مجموع نیروهای شیب تغییرات فشار و نیروی گریز از مرکز (جاذب به مرکز)، موازی خطوط همفشار می‌وزد و بادگرادیان نامیده می‌شود.

بادها از نظر وسعت منطقه وزش به سه دستهٔ سیّاره‌ای، منطقه‌ای و محلی تقسیم می‌شوند. بادهای سیّاره‌ای در تمام کره زمین می‌وزند و گردش عمومی هوا را به وجود می‌آورند. گردش عمومی هوا بر اثر نایکنواختی در پراکندگی تابش خورشیدی در سیّاره زمین پدید می‌آید و گرایش نهایی آن یکنواخت کردن این پراکندگی است.

براساس مدل جدید، گردش عمومی هوا در هر نیمکره از دو سیستم جداگانه به

نامهای سیستم هدلی در منطقه حارّه و سیستم رزبای در منطقه برون حارّه تشکیل شده است. در سیستم هدلی، هوا در کمربند همگرایی حارّه‌ای گرم می‌شود و صعود می‌کند و در سطوح بالا، در جهت نیروی حاصل از شیب تغییرات فشار به طرف قطبین حرکت می‌کند، اما از طرفی، براثر نیروی کوریولیس، در حوالی مدار رأس‌السرطان به شرق منحرف می‌شود. سرعت این بادها به دلیل ثابت بودن اندازه حرکت زاویه‌ای زمین نسبت به استوا افزایش می‌یابد و رودباد جنب حارّه‌ای را ایجاد می‌کند.

در زیر رودباد جنب حارّه، هوا بر اثر سردی نسبی نزول می‌کند و به این ترتیب مراکز پرفشار جنب حارّه‌ای ایجاد می‌شود که در نتیجه آن، هوا از مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به اطراف پخش می‌شود. قسمتی از این هوا به طرف کمربند همگرایی حارّه‌ای جریان می‌یابد و بادهای بسامان را پدید می‌آورد. این بادها در قشرهای بالاتر اتمسفر مسیر شرقی ـ غربی پیدا می‌کنند و در بعضی موارد رودباد شرقی را به وجود می‌آورند.

قسمتی از هوای مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به طرف منطقه برون‌حارّه می‌وزد. وزش این بادها در سطح زمین جهت جنوب غربی دارد، ولی با افزایش ارتفاع جهت غربی پیدا می‌کند و بادهای غربی را به وجود می‌آورد. بادهای غربی بر سرتاسر منطقه برون‌حارّه سیطره کامل دارند و اقلیم این منطقه را کنترل می‌کنند.

بنا بر اصل «ثابت بودن چرخندگی مطلق توده هوا در سرتاسر مسیر حرکت»، بادهای غربی حرکت موجی دارند. این امواج غربی یا بلندند یا کوتاه و اصولاً توزیع معینی دارند، به طوری که در زمستان سه موج بلند نیمکره شمالی را احاطه می‌کنند. موجها از مغرب به مشرق حرکت می‌کنند و سرعت حرکت آنها با طول موج رابطه عکس دارد.

هر موج از فرود و فرازی تشکیل شده است و عمقی دارد که در انتقال نصف‌النهاری انرژی اثر می‌گذارد. موجهای عمیق ممکن است از قطب تا استوا گسترش یابند. این موجها در قسمت عقب خود، هوای سرد شمال را به عرضهای جنوب و در جلو خود هوای گرم را به عرضهای بالا هدایت می‌کنند. این دو توده هوای سرد و گرم، در منطقه برون حارّه به همدیگر می‌رسند و مرز بین آن دو را جبهه قطبی می‌نامند. جبهه قطبی به صورت سطحی است که از زمین تا طبقات بالای اتمسفر ادامه دارد. شیب این سطح به طرف هوای سرد است. سرعت بادهای غربی در بالای جبهه قطبی به علت اختلاف حرارتی بسیار، بیشتر می‌شود و رودباد جبهه قطبی را به وجود می‌آورد.

موجهای بادهای غربی از طریق حرکت عمودی، اقلیم سطح زمین را کنترل می‌کنند. شدت این حرکت عمودی با طول موج رابطه عکس و با عمق موج و سرعت باد در موج رابطه مستقیم دارد؛ یعنی حرکت عمودی در موجهای کوتاهتر، عمیقتر و دارای باد تند، شدیدتر است. نوع حرکت عمودی براساس اصل «ثابت بودن حاصل ضرب مساحت توده هوا در چرخندگی مطلق آن» تعیین می‌شود. در قسمت بالادستِ فرود موج که منطقه وزش چرخندگی منفی است، مساحت هوا در سطح بالاکمتر می‌شود و در نتیجه حرکت عمودی حالت نزولی پیدا می‌کند. در قسمت پایین‌دستِ فرود موج که منطقه وزش چرخندگی مثبت است، مساحت هوا در سطح بالا بیشتر می‌شود و از زیر خود حرکت صعودی به وجود می‌آورد. در زیر منطقه وزش چرخندگی منفی، آنتی‌سیکلون و در زیر منطقه وزش چرخندگی مثبت، سیکلون به وجود می‌آید.

برای تشکیل سیکلون وجود موجهای کوتاه و عمیق و دارای هسته رودباد لازم است، ولی کافی نیست. باید یک سطح گسستگی هم در سطح زمین وجود داشته باشد که هوای یک طرف آن گرم و مرطوب باشد. در اکثر موارد این سطح گسستگی همان جبههٔ قطبی است. سیکلونها پس از تشکیل، با موج کوتاه سطح بالا سیستم واحدی را به وجود می‌آورند و همراه با آن در بستر موج بلند حرکت می‌کنند. محل تشکیل سیکلون را منطقه سیکلون‌زایی می‌گویند. مناطق سیکلون‌زایی و مسیرهای سیکلونی روی زمین محدود و معین هستند و از این رو برای پیش‌بینی مسیر حرکت آنها معمولاً از نقشه‌های هوا استفاده می‌کنند. آنتی‌سیکلونها هم مانند سیکلونها در زیر بستر موج بلند حرکت می‌کنند. در منطقه برون حارّه، هر نقطه‌ای به طور متناوب تحت تأثیر سیکلون و آنتی‌سیکلون قرار می‌گیرد.

عناصر عمده گردش عمومی هوا در منطقه برون‌حارّه، در سطوح بالای اتمسفر عبارتند از بادهای غربی همراه با موجهای بلند و موجهای کوتاه و رودباد جبههٔ قطبی و در سطح زمین عبارتند از جبهه قطبی، سیکلونها و آنتی‌سیکلونها.

میانگین وضعیتهای روزمره پراکندگی فشار، پراکندگی متوسط فشار را در سطح زمین نشان می‌دهد. در نقشه‌های میانگین فشار هر دو نیمکره، پراکندگی فشار به صورت کمربندهای متناوب پرفشار و کمفشار دیده می‌شود، بدین‌صورت که در منطقه حارّه، کمربند کمفشار، در منطقه جنب‌حارّه، مراکز پرفشار؛ در منطقه حوالی مدار ۴۵ درجه شمالی، سلولهای کمفشار و در قطب، مرکز پرفشار قرار دارد.

پراکندگی متوسط فشار جهت جریانهای اقیانوسی را تعیین می‌کند؛ برای مثال، در

اقیانوس اطلس، مرکز پرفشار آزور-برمودا «جریان استوایی» را در جنوب، جریان آب گرم گلف‌استریم را در غرب، جریان آهسته غربی را در شمال و جریان آب سردکاناری را در شرق خود تولید می‌کند.

بادهای منطقه براثر اختلاف فشار منطقه‌ای و در چهارچوب گردش عمومی هوا به وجود می‌آیند. معروفترین نمونه این بادها، بادهای موسمی است که در جنوب شرقی آسیا بر اثر جابه‌جایی فصلی کمربند همگرایی حارّه به وجود می‌آیند. در ماه ژوئیه، کمربند همگرایی حارّه‌ای برروی دره گنگ قرار می‌گیرد و بادهای بسامان نیمکره جنوبی در روند رسیدن به آن از استوا می‌گذرند و به طرف شمال شرق منحرف می‌شوند. این بادها ضمن عبور از اقیانوس هند رطوبت می‌گیرند و ناپایدار می‌شوند و موقعی که به سواحل غربی جنوب آسیا می‌رسند، بارانهای موسمی را تولید می‌کنند. در ماه ژانویه که کمربند همگرایی حارّه‌ای در شمال استرالیا قرار دارد، بادهای بسامان نیمکره شمالی به نیمکره‌جنوبی وارد می‌شوند و شبه قاره هند را بادهای سرد فرا می‌گیرند. گردش موسمی در خلیج گینه هم مشاهده می‌شود ولی در نواحی دیگر زمین، به علت ناچیز بودن جابه‌جایی فصلی کمربند همگرایی حارّه‌ای، مشاهده نمی‌شود.

اختلاف فشار محلی، بادهای محلی ایجاد می‌کند. البته در ایجاد این بادها عوامل دینامیکی هم بی‌تأثیر نیستند. از معروفترین این بادها، نسیم دریا و خشکی، نسیم کوه و نسیم دره را می‌توان نام برد.

در روز، برروی خشکی فروبار و برروی دریا فرابار تشکیل می‌شود و باد از دریا به خشکی می‌وزد که به آن نسیم دریا گویند. در طول شب، با جابه‌جایی نحوه توزیع فشار، نسیم خشکی به وجود می‌آید.

دامنه کوه در طول روز گرمتر از پایین درّه می‌شود و مرکز فروبار ایجاد می‌کند که خود نسیم درّه را به وجود می‌آورد، اما در شب، درّه مرکز فروبار می‌شود و نسیم کوه را به وجود می‌آورد. باد صد و بیست روزه سیستان، نوعی باد محلّی است که در تابستان از مراکز فرابار شمال ایران و افغانستان به مرکز فروبار روی خلیج‌فارس می‌وزد.

کتابنامهٔ فصل

تالاک، بی. جی.؛ *هواشناسی فیزیکی*؛ ترجمه سید علیرضا صادقی حسینی، تهران: مرکز نشر دانشگاهی، ۱۳۶۵.

Barry, R. G. and R. J. Chorley (1982); *Atmosphere, Weather, and Climate;* New York: Methuen & Co.

Battan, L. J. (1984); *Fundamentals of Meteorology;* 2nd ed., Englewood Ciffs, N. J., U.S.A.: Prentice-Hall Inc.

Boucher, K. (1975); *Global Climates;* New York: John Wiley & Sons

Byers, H. R. and R. R. Harriet (1948); "Causes of the Tunderstorms of the Florida Peninsula," *J. Meteor.;* Vol. 5, 275-80.

Chang, J. H. (1972); *Atmospheric Circulation Systems and Climates;* Honolulu, Hawaii: The Oriental Publi. Comp.

Harman, J. R. (1971); "Tropospheric Waves, Jet Streams, and United States Weather Patterns," *Asso. Amer. Geogr. Res. Pap.*; No. 11, Washington, D. C.

Harwood. R. S., (1978); "Topics in Dynamical Meteorology 4," *Vorticity and Divergence (II), Weather*; Vol. 33, No. 8.

Hsu Chun (1965); "The Maiyü of the Middle and Lower Yangtze Valley in the Past 80 Years," *Acta Meteorologica Sinica;* Vol. 35, 507-518.

Huschke, R. E. (ed.) (1959); "Glossary of Meteorology," 3rd ed., *Amer. Meteor. Soci.;* Boston.

Klein, W. H. and J. S. Winston (1958); *Geographical Frequency of Troughs and Ridges on Mean 700-mb Chartso.*

Kotewaram, P. and C. A. George (1958a); "On the Formation of Monsoon Depressions in the Bay of Bengal," *Ind. J. Meteor. and Geophs.;* Vol. a, 9-22.

O'Connor, J. F. (1964); "Hemispheric Distribution of 5-Day Mean 700-mb Circulation Centers," *Mon. Wea. Rev.;* Vol. 92, No. 6, 303-15.

——— (1961); "Mean Circulation Patterns Based on 12 Years of Recent Northern Hemispheric Data," *Mon. Wea. Rev.*; Vol. 89, No. 7, 211-27.

Palmen, E. and C. W. Newton (1969); *Atmospheric Circulation Systems, Their Structure and Physical Interpretation*; New York: Academic Press.

Patton, P. C. et al. (1974); *Physical Geography;* Belmont California: Duxbury Press.

Ramage, C. S. (1971); *Monsoon Meteorology;* New York: Academic Press.

Riehl, H. (1954); "On the Role of the Tropics in the General Circulation of the Atmosphere," *Tellus;* Vol. 2, 1-17.

Rumney, G. R. (1968); *Climatology and the World's Climates;* New York: Macmillan Comp.

Simson, J. E. et al. (1977); "Island Penetration of Sea Breeze Fronts," *Quart. J. Roy. Meteor. Soci.;* Vol. 103, 46-47.

Stark, L. P. (1965); "Positions of Monthly Mean Troughs and Ridges on Mean 700-mb Charts," *Mon. Wea. Rev.;* Vol. 86, 344-58.

Strahler, A. N. and A. H. Strahler (1978); *Modern Physical Geography;* New York: John Wiley & Sons.

Sutcliffe, R. C. (1951); "Mean Upper Contour Patterns of the Northern Hemisphere, the Thermal-Synoptic View Point," *Quart. J. Roy. Meteor. Soci.;* Vol. 77, 435-40.

Tarakanov, G. G. (1980); *Tropical Meteorology;* English Translation by M. G. Edelev, Moscow: Mir Publishers.

Trewartha, G. T. and L. H. Horn (1980); *An Introduction to Climate;* 5th ed., London: McGraw-Hill Book Comp.

Waxler, R. (1946), "Theory and Observations of Land and Sea Breezes," *Bull. Amer. Meteor. Soci.*; Vol. 27, 272-87.

فصل ششم

رطوبت

۱ـ۶ حالتهای رطوبت در اتمسفر

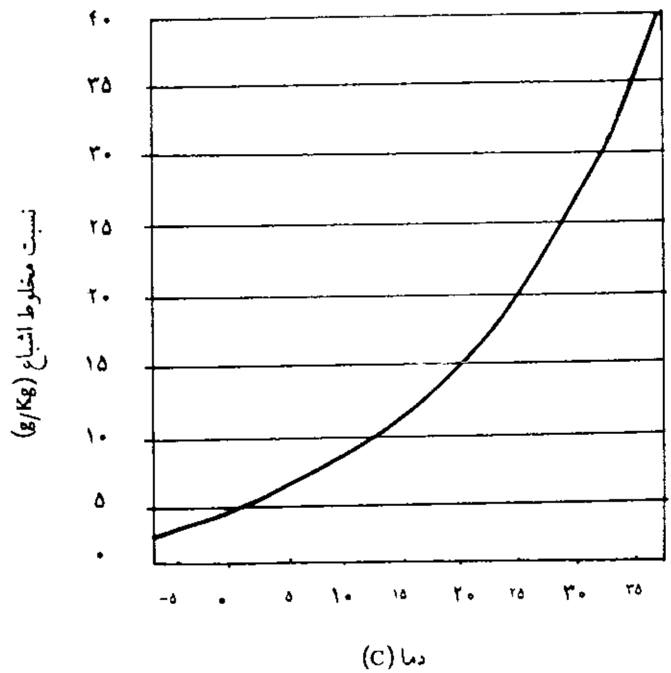
هوای خشک در طبیعت وجود ندارد و حتی در هوای ظاهراً خشک بیابانها هم مقداری رطوبت موجود است. رطوبت هوا برروی دریاهای منطقه حارّه، در بهترین شرایط، حدود ۴ درصد از ترکیب جوّ را اشغال می‌کند. در شرایط معمولی، میزان بخار آب جوّ در ماههای گرم، از ۱/۳ درصد و در ماههای سرد، از ۰/۴ درصد تجاوز نمی‌کند.

رطوبت به سه حالت بخار، مایع و جامد وجود دارد. در هوای صاف و معمولی رطوبت به صورت بخار است که به چشم دیده نمی‌شود. رطوبت موجود در ابرها به صورت قطرات آب یا بلورهای یخ است که در شرایط خاصی، از جوّ تخلیه می‌شوند. بنابراین، حالت غالب رطوبت در جوّ، بخار آب است. بخار آب جوّ در بیلان انرژی جوّ و زمین نقش عمده‌ای دارد؛ مثلاً انرژی موج کوتاه خورشیدی را بازمی‌تاباند و انرژی موج بلند زمینی را جذب می‌کند و بدین‌ترتیب در تغییرات حرارتی زمین اثر می‌گذارد. از طرفی، همین بخار، در فرایندهای تبخیر و بارش، انرژی اتمسفر را از جایی به جای دیگر منتقل می‌کند. رطوبت جوّ، در مجموع، ابرناکی، میزان بارش، فاصله دید و پراکندگی دما را کنترل می‌کند.

اگرچه بخار آب جوّ، با تولید و مصرف انرژی، دمای جوّ را کنترل می‌کند، خود نیز درکنترل مستقیم دماست؛ یعنی مقدار بخار آب جوّ با دمای آن رابطه مستقیم دارد، به طوری که هر چه دما بالاتر رود، گنجایش رطوبتی جوّ بیشتر می‌شود (شکل ۱ـ۶). رطوبت موجود و ظرفیت نهایی هوا را دما تعیین می‌کند؛ برای مثال، اگر یک مترمکعب هوا در ۱۰ درجه سلسیوس ۹/۵ گرم بخار آب داشته باشد، در ۲۰ درجه سلسیوس حدود ۱۷ گرم بخار آب دارد. نتیجه تغییر رطوبت بین حالات سه گانه آب، یخ و بخار آب،

تولید و مصرف انرژی است. فرمول زیر چگونگی و اندازه تولید و مصرف این انرژی را نشان می‌دهد.

(۶ـ۱) ۱ گرم بخار ← ۶۰۰ کالری + ۱ گرم آب صفر درجه ← ۸۰ کالری + ۱ گرم یخ



شکل ۶ـ۱ مقدار رطوبت هوای اشباع در دماهای مختلف (پاتون، ۱۹۷۴)
(برای تعریف معیارهای اندازه‌گیری رطوبت اتمسفر به پیوست ۵ مراجعه کنید.)

تبدیل یخ به آب فرایند ذوب است که ضمن آن ۸۰ کالری حرارت در ازای یک گرم یخ مصرف می‌شود. عکس این فرایند را انجماد می‌نامند که همان مقدار انرژی مصرف‌شده را آزاد می‌کند (وقتی آب یخ می‌زند انرژی آزاد کرده، هوا را گرم می‌کند). فرایند تبدیل آب به بخار را تبخیر می‌گویند که در ضمن آن مقدار بسیاری از انرژی مصرف می‌شود (حدود ۶۰۰ کالری در ازای یک گرم آب). این مقدار انرژی در بخار آب ذخیره می‌شود و به گرمای نهان[1] تبخیر موسوم است. پس فرایند تبخیر باعث سرد

---

۱. به طور کلی، هر فرایند ذوب، تراکم و انجماد، با دریافت یا پسداد مقداری انرژی توأم است که به آن گرمای نهان، ذوب، تراکم یا انجماد می‌گویند.

شدن یا پایین آمدن دمای محیط می‌شود، اما موقع تبدیل بخار آب به آب (فرایند تراکم)، این مقدار انرژی آزاد شده، باعث گرمای محیط می‌شود. فرایند تبخیر، نقش عمده‌ای در انتقال انرژی و وقوع فرایندهای اقلیمی سطح زمین دارد. در مناطق حارّه، آب اقیانوسها براثر تابش آفتاب تبخیر و وارد جوّ می‌شود. این توده هواکه بخار آب و در نتیجه انرژی حرارتی خود را از منطقه حارّه گرفته است، در چهارچوب گردش عمومی هوا به عرضهای جغرافیایی بالاتر می‌رود و براثر سرد شدن تدریجی بخار آب به «آب» تبدیل می‌شود؛ در نتیجه انرژی آزاد کرده، هوای عرضهای بالاتر را گرم می‌کند. در مقیاس محلّی و منطقه‌ای نیز هوای مجاور سطح زمین یا هوای روی آبها، به دلیل گرم‌شدن، مقدار زیادی بخار آب کسب می‌کنند و موقعی که به صورت توده هوا، به دلایلی به طبقات بالای جوّ صعود کنند، بر اثر سرد شدن تدریجی، بخار آب موجود در آنها به آب تبدیل می‌شود و انرژی آزاد شده به لایه‌های بالای جوّ وارد می‌شود.

به اختصار، آب اقیانوسها در پی فرایند تبخیر وارد جوّ می‌شود و رطوبت جوّ نیز براثر فرایند تراکم به صورت بارشهای جوّی از آن خارج می‌شود. در این فصل، درباره فرایند تبخیر، مقدار رطوبت جوّ و فرایند تراکم بحث خواهیم کرد.

۶ـ۲ تبخیر و تعرق

سه عامل عمده در میزان تبخیر اثر می‌گذارند: دما، خشکی و حرکت هوا.

دما

افزایش دما از طرفی باعث بالارفتن گنجایش رطوبتی هوا می‌شود و از طرف دیگر پیوند بین مولکولهای آب را سست‌تر می‌کند که در نتیجه این مولکولها با کسب انرژی بیشتر از سطح آب جدا و وارد جوّ می‌شوند. از طرفی، چون گنجایش رطوبتی هوا بالا رفته است، مقدار مولکولهای آب وارد شده به جوّ زیاد است. جدول ۶ـ۱ رابطه دما را با حداکثر گنجایش رطوبتی جوّ نشان می‌دهد. می‌بینیم که به ازای هر ۱۰ درجه افزایش دما، حداکثر گنجایش رطوبتی هوا تقریباً دو برابر می‌شود.

جدول ۶.۱ رابطه دما و حداکثر گنجایش رطوبت اتمسفر

درجهٔ حرارت (°C)	-۲۰	-۱۰	۰	۱۰	۲۰	۳۰
فشاربخارآب‌اشباع (Hp)	۱/۲۵	۲/۸۵	۶/۱	۱۲/۳	۲۳/۴	۴۲/۴

در دمای زیر صفر درجه سلسیوس تبخیری صورت نمی‌گیرد؛ زیرا در دماهای زیر صفر، مولکولهای آب به جای حرکات نامنظم سیال‌وار، در حجم ثابت حرکت منظم پیدا می‌کنند، یعنی به تبلور گرایش می‌یابند و در نتیجه علی‌رغم اشباع نبودن هوای بالای آب، از سطح آن خارج نمی‌شوند.

خشکی هوا

در صورت ثابت بودن دما، هر اندازه هوا خشکتر باشد، بخار آب بیشتری جذب می‌کند؛ به عبارت دیگر، در هوای خشکتر، فشار بخار آب هوا خیلی کمتر از فشار بخار آب سطح تبخیر شونده است. این اختلاف فشار سبب حرکت و انتقال مولکولهای بخار آب به داخل هوا می‌شود.

در صورت مرطوب بودن هوا، چون اختلاف فشار بین هوا و سطح تبخیرشونده کمتر است، بالارفتن دما افزایش چشمگیری در میزان تبخیر ایجاد نمی‌کند.

حرکت هوا

وجود باد سبب می‌شود که مولکولهای بخار از بالای سطح تبخیرشونده سریعتر دور شوند و همیشه فشار بخار آب هوا کمتر از فشار بخار آب بر سطح تبخیرشونده و به تعبیر دیگر، اختلاف فشار زیاد باشد.

رطوبت جوّ، علاوه بر تبخیر از سطح آبها، از طریق گیاهان نیز تأمین می‌شود. آب اضافی گیاهان به وسیله فرایند تعرق از طریق روزنه‌ها وارد جوّ می‌شود. عوامل مؤثر در تبخیر، در تعرق نیز مؤثرند. تورنت‌ویت به دلیل اعتقاد به اینکه این دو فرایند باید با هم مطالعه شوند، اصطلاح تبخیر و تعرق را به کار برده است. مقدار تبخیر و تعرق، مقدار نیاز توده هوا را به آب بیان می‌کند. هر قدر این نیاز بیشتر باشد، مقدار تبخیر و تعرق بیشتر است و تا زمانی که هوا به حالت اشباع برسد و فشار بخار آب در هوا و در سطح تبخیرشونده مساوی نشود، ادامه دارد.

اما در بیشتر نواحی، آب لازم برای تبخیر و تعرق وجود ندارد و در نتیجه تبخیر و تعرق، پیوسته انجام می‌گیرد و هوا به حد اشباع نمی‌رسد. با توجه به این بحث، تورنت‌ویت دو اصطلاح تبخیر و تعرق بالقوه[1] و تبخیر و تعرق

1. Potential Evapotranspiration

واقعی[1] را به کار برده است. تبخیر و تعرق بالقوه مقداری است که در صورت وجود آب کافی و پوشش گیاهی یکدست انجام می‌گیرد. تبخیر و تعرق واقعی آن است که در شرایط طبیعی منطقه انجام شده، با افزایش مقدار آب بیشتر می‌شود، هر چند که مقدار آن هرگز بیشتر از تبخیر و تعرق بالقوه نخواهد شد. در نواحی خشک که آب کافی برای تبخیر وجود ندارد، همیشه مقدار تبخیر و تعرق واقعی کمتر از مقدار تبخیر و تعرق بالقوه است. اختلاف بین تبخیر و تعرق بالقوه و تبخیر و تعرق واقعی، نیاز آب منطقه را نشان می‌دهد. در مناطق مرطوب که آب به حد کافی وجود دارد، این دو مقدار با هم برابرند.

به عقیده تورنت‌ویت، در بررسی شرایط اقلیمی یک منطقه، کاربرد معیار تبخیر و تعرق بهتر از معیارهای دما و بارش است؛ زیرا تبخیر و تعرق اثر هر دوی آنها را منعکس می‌کند، بدین‌معنی که هر اندازه دمای هوا یا رطوبت منطقه بیشتر باشد، مقدار تبخیر و تعرق بالا می‌رود؛[2] از این‌رو تورنت‌ویت مناطق آب و هوایی جهان را براساس تبخیر و تعرق بالقوه تعیین کرده است. محاسبه تبخیر و تعرق بالقوه خیلی پیچیده است و او برای این منظور جدولهای پیچیده‌ای تنظیم کرده است (تورنت‌ویت و مَتر[3]، ۱۹۵۷). نتیجه فرایند تبخیر و تعرق افزایش رطوبت جوّ است.

۳ـ۶ توزیع جغرافیایی رطوبت

شکل ۲ـ۶ تغییرات مکانی مقدار کمّی رطوبت و نم نسبی[4] را برحسب عرض جغرافیایی نشان می‌دهد. نمودار بالایی این شکل تغییرات نم نسبی و نمودار پایینی آن تغییرات نم ویژه را نشان می‌دهد. آشکار است که مقدار بالای رطوبت هوا در منطقه حارّه، به علت گسترش اقیانوسهای گرم بیش از هر جای دیگر و در قطبها کمتر از هر جای دیگر است.

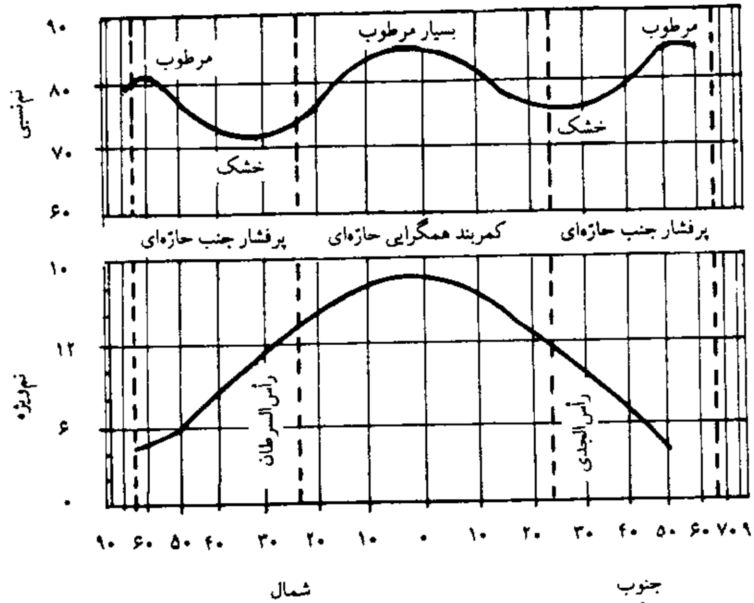
---

1. Actual Evapotranspiration

۲. لوح ۸، تبخیر و تعرق واقعی سالانه را نشان می‌دهد.

3. Mather

۴. Relative Humidity (RH). برای توضیح واحدهای رطوبت به پیوست ۵ مراجعه کنید.



شکل ۲ـ۶ میانگین سالانه نم نسبی و نم ویژه براساس عرض جغرافیایی (استرالر، ۱۹۷۸)

کاهش تدریجی مقدار رطوبت هوا در جهت قطبها به دلیل کاهش دماست، اما با وجود اختلاف شدید رطوبت بین قطبها و حارّه، مقدار رطوبت نسبی در آنها تقریباً مساوی است و هر دو حداکثر رطوبت روی زمین را دارند. اگر چه این نکته در ابتدا تعجب‌آور به نظر می‌رسد، نم نسبی وضعیت هوا را از نظر اشباع نشان می‌دهد. در منطقه حارّه، اگرچه مقدار بخار آب خیلی بیشتر از قطبهاست (نمودار نم ویژه)، درجه حرارت، یعنی گنجایش رطوبتی هوا نیز بالاست. در قطبین عکس این حالت درست است؛ یعنی مقدار بخار آب هوا اندک و گنجایش رطوبتی آن پایین است. این ویژگیها سبب می‌شود رطوبت نسبی در هر دو منطقه مساوی باشد.

در پهنه‌های گسترده خشکی در منطقه حارّه، به علت دوری از دریاها و دریافت انرژی تابشی بیشتر، مقدار بخار آب هوا کمتر ولی گنجایش رطوبتی آن بسیار بالاست؛ در نتیجه میزان رطوبت نسبی در این مناطق بسیار پایین است.

۴ـ۶ فرایند تبدیل رطوبت جوّ به بارش

اشباع

اگر مقدار بخار آب موجود در جوّ به طریقی افزایش یابد، زمانی فرامی‌رسد که دیگر جوّ

نمی‌تواند رطوبت جذب کند و بخار آب اضافه برگنجایش رطوبتی هوا به صورت قطرات آب درمی‌آید. در این حالت رطوبت هوا به ظرفیت نهایی خود رسیده است؛ یعنی هوا اشباع شده است. توده هوا به دو طریق اشباع می‌شود:

۱. دمای آن را آنقدر پایین بیاوریم که به دمای نقطه شبنم برسد؛ چون نقطه شبنم رطوبت موجود را بیان می‌کند و اگر هوا را تا حد نقطه شبنم سرد کنیم، رطوبت موجود در آن گنجایش نهایی رطوبت آن است و هر گونه افزایش رطوبت تبدیل به آب شده، از هوا خارج می‌شود.

۲. از طریق افزایش رطوبت به هوا؛ این افزایش تا آنجا ادامه پیدا می‌کند که رطوبت هوا باگنجایش نهایی هم‌پاسخ با دمای هوا مساوی شود. در این حال، همراه با افزایش رطوبت، دمای نقطه شبنم را نیز بالا می‌بریم تا با دمای هوا مساوی شود.

بنابراین، در هر دو روش، دمای هوا و دمای نقطه شبنم را برابر می‌کنیم: یا از طریق پایین آوردن دمای هوا تا حد دمای نقطه شبنم یا از طریق بالابردن دمای نقطه شبنم (افزایش رطوبت) تا حد دمای موجود هوا.

نتیجه آنکه از مقایسه دما و دمای نقطه شبنم یک توده هوا می‌توان به وضعیت اشباع آن پی‌برد. هر قدر این فاصله بیشتر باشد، رطوبت نسبی هوا کمتر (درجه اشباع آن پایین‌تر) است و برعکس، هر قدر این فاصله کمتر باشد، نشانه رطوبت بالاتر و نزدیکی توده هوا به حالت اشباع است.

اشباع از طریق افزایش رطوبت زمانی رخ می‌دهد که هوای سرد و خشک از روی دریای گرم عبور کند. ضمن گذر چنین هوایی از روی دریا، به علت اختلاف فشار بخار آب بین هوا و سطح دریا، بخار آب از طریق تبخیر به لایه‌های پایین هوا وارد می‌شود و آن را مرطوب می‌کند. از طرفی توده هوا نیز براثر تماس با سطح دریا، گرمتر و درنهایت گرم و مرطوب و ناپایدار می‌شود. اگر مسیر گذر توده هوا طولانی باشد، زمانی می‌رسد که هوا به درجه اشباع می‌رسد. این فرایند در طبیعت کمتر اتفاق می‌افتد و در بیشتر موارد اشباع نتیجه سردشدن توده هواست. توده هوا اصولاً با صعود به لایه‌های بالای جوّ سرد می‌شود.

وقتی که توده هوا به هر دلیل به طبقات بالای جوّ صعود کند، بتدریج وزن یا فشار وارد بر آن کاهش می‌یابد. نتیجه این کاهش فشار، انبساط توده هواست، به طوری که حجم یک مترمکعب هوا پس از صعود به ارتفاع ۵۴۰۰ متری، به ۲ متر مکعب می‌رسد.

چنین توده هوایی برای جایابی خود، باید هوای موجود در محیط را کنار بزند و برای این کنار زدن نیاز به صرف انرژی دارد و این انرژی از داخل خود توده هوا تأمین می‌شود. مصرف انرژی یادشده، دمای توده هوا را پایین می‌آورد. البته توده هوا، به هنگام صعود، با هوای محیط مجاور خود هیچگونه مبادله انرژی‌ای انجام نمی‌دهد. کاهش دما را در توده هوای در حال صعود بدون تبادل انرژی با محیط مجاور، افت آدیاباتیک می‌نامند. آهنگ افت آدیاباتیک هوای غیراشباع، ۱۰ درجه سلسیوس در هر ۱۰۰۰ متر صعود است که به آهنگ افت آدیاباتیک خشک [1] موسوم است.

در طول این فرایند زمانی می‌رسد که رطوبت موجود در توده هوا با حداکثر گنجایش رطوبتی آن معادل می‌شود؛ یعنی در آن لحظه، توده هوا اشباع می‌گردد. سطحی را که هوا در آن به اشباع رسیده است، سطح اشباع نامیده‌اند. در حالت اشباع، رطوبت موجود در هوا به صورت بخار آب است.

اگر صعود توده هوا به بیش از سطح اشباع ادامه یابد، گنجایش رطوبت هوا کم می‌شود و رطوبت موجود در آن بیش از گنجایش رطوبت هوا خواهد شد؛ درنتیجه، رطوبت اضافی که دیگر نمی‌تواند به حالت بخار آب باقی بماند، تغییر حالت می‌دهد و به صورت مایع درمی‌آید. فرایند تغییر حالت بخار به آب را تراکم می‌نامیم. آهنگ افت آدیاباتیکی هوای اشباع، کمتر از هوای خشک است و مقدار آن را که به حدود ۶ درجه سلسیوس در هر ۱۰۰۰ متر صعود بالغ می‌شود، آهنگ افت آدیاباتیک اشباع [2] می‌نامند. علت کم‌شدن آهنگ افت آدیاباتیک اشباع، آزاد شدن مقداری از انرژی نهانی بخار آب است که ضمن صعود، به آب تبدیل می‌شود. این انرژی آزاد شده، هوای در حال صعود را تا اندازه‌ای گرم می‌کند.

صعود توده هوا

صعود توده هوا به ارتفاعات بالاتر در شرایط خاصی صورت می‌گیرد. هوا موقعی می‌تواند صعود کند که از هوای بالاتر و مجاور خود سبکتر باشد. شرط لازم برای سبکتر شدن هوا، گرم‌شدن آن است، اما عامل ادامه صعود همیشه گرم‌شدن زمین نیست، بلکه عوامل دینامیکی دیگری (از قبیل موجهای بادهای غربی و سیکلونها) نیز دخالت دارند.

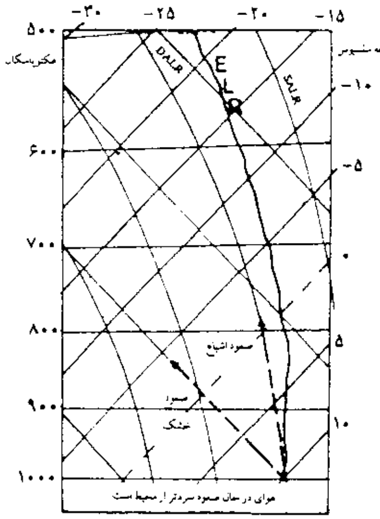
---

1. Dry Adiabatic Lapse Rate (DALR)

2. Saturation Adiabatic Lapse Rate (SALR)

در هر صورت، صعود هوا تا ارتفاعی ادامه دارد که سبکتر، یعنی گرمتر از هوای محیط خود باشد. در چنین شرایطی هوا ناپایدار است و چنین حالتی را ناپایداری می‌گویند. توده هوای صعود کننده، در یک ارتفاعی، سردتر و در نتیجه سنگین‌تر از هوای بالای خود خواهد شد و دیگر نمی‌تواند صعود کند. در این حالت آن را هوای پایدار می‌نامند و این شرایط را پایداری نامیده‌اند.

بهترین راه تشخیص پایداری و ناپایداری هوا، مقایسه افت محیطی دما[1] و افت آدیاباتیک دما در محل موردنظر است. اگر آهنگ افت محیطی دما بیشتر از آهنگ افت آدیاباتیک آن باشد، هوا ناپایدار و اگر کمتر از آن باشد، هوا پایدار است. برای مقایسه این دو، نمودار خاصی به نام تفی‌گرام[2] تهیه کرده‌اند. در شکل ۳ـ۶ نمونه ساده‌ای از این نمودار نشان داده شده است.



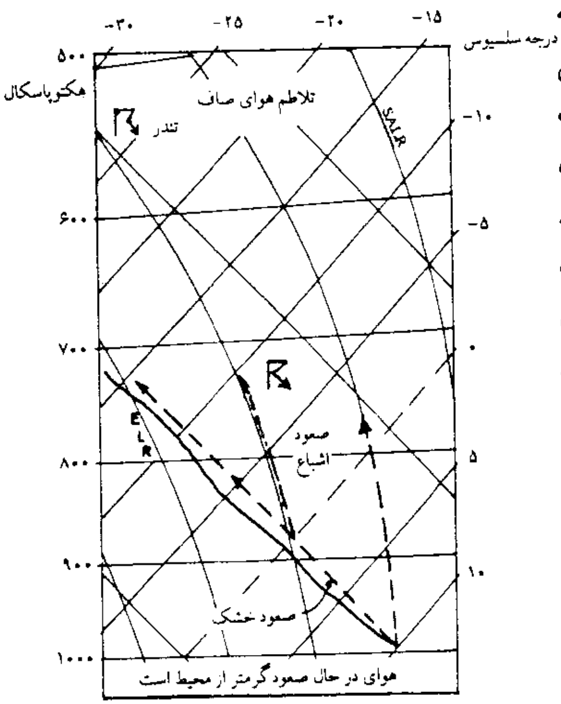
شکل ۶ـ۳ تفی‌گرام مربوط به پایداری مطلق اتمسفر؛ در همه سطوح اتمسفر، توده هوا سردتر از هوای محیط است و نمی‌تواند صعود کند (بوشر، ۱۹۷۵).

دراین شکل، خطوط افقی بیانگر خطوط همفشار، خطوط مورب شمال شرقی ـ جنوب غربی بیانگر خطوط دما، خطوط مورب جنوب شرقی ـ شمال غربی بیانگر خطوط صعود آدیاباتیک خشک و خطوط قوسی شکل بیانگر خطوط صعود آدیاباتیک اشباع هستند. برای مشخص شدن وضعیت پایداری یا ناپایداری هوای یک ایستگاه، دمای آن را در سطوح مختلف جوّ اندازه می‌گیرند و در تفی‌گرام درج می‌کنند. از اتصال نقاط دما در سطوح مختلف به همدیگر، منحنی افت محیطی دما به دست می‌آید (خط پررنگ در شکل ۳ـ۶).

در شکل ۳ـ۶، چون منحنی افت محیطی دما در سمت راست خطوط صعود آدیاباتیک قرار دارد، پایداری برقرار است؛ بنابراین، در هر سطحی، دمای هوا کمتر از

1. Environmental Lapse Rate (ELR)
2. Tephigram

محیط اطراف می‌شود و نمی‌تواند به صعود خود ادامه دهد. اگر منحنی افت محیطی دما در سمت چپ خطوط صعود آدیاباتیک قرار گیرد، ناپایداری وجود دارد (شکل ۴ـ۶). در شکل ۴ـ۶، هوای در حال صعود، در هر سطحی، دمایی بیشتر از هوای محیط پیرامون خود دارد؛ برای نمونه، در سطح ۸۰۰ هکتوپاسکالی، دمای هوای غیراشباع در حال صعود آدیاباتیک خشک حدود ۶− درجه سلسیوس، ولی دمای محیط حدود ۷− درجه سلسیوس است.

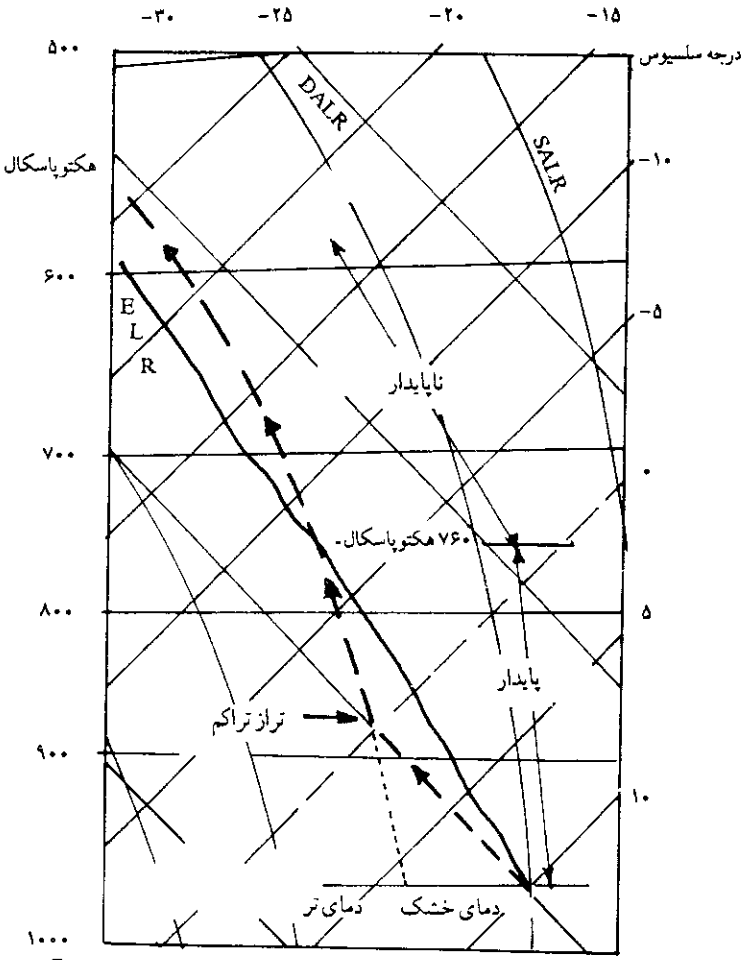


شکل ۴ـ۶ ناپایداری مطلق اتمسفر؛ هوا در هر سطح گرمتر از محیط است و به آسانی صعود می‌کند. این حالت بندرت در طبیعت یافت می‌شود (بوشر، ۱۹۷۵).

گاهی ممکن است قسمتی از هوای یک منطقه پایدار و قسمتی دیگر از آن ناپایدار باشد. این حالت را ناپایداری مشروط می‌نامند که شکل ۵ـ۶ آن را نشان می‌دهد. مطابق با این شکل، هوا تا سطح ۷۶۰ هکتوپاسکالی پایدار است. (منحنی افت محیطی دما در سمت راست منحنیهای افت آدیاباتیک خشک و افت آدیاباتیک اشباع است.) اما هوا از این سطح به بالا ناپایدار است. در تفی‌گرامهای کاملتر، مقدار رطوبت هوا را نیز با خطوط نسبت آمیختگی اشباع نشان می‌دهند. اگر مقدار رطوبت هوا مشخص باشد، هوای در حال صعود، در هر سطحی که خط مربوط را قطع کند، به اشباع می‌رسد و فرایند تراکم آغاز می‌شود.

تراکم

نتیجه فرایند اشباع، پرشدن هوا از بخار آب است، ولی در طول این فرایند، رطوبت جوّ به صورت بخار و نامرئی است. اما اگر توده هوا به صعود خود ادامه دهد، دمای هوا کمتر و



شکل ۵ـ۶ ناپایداری مشروط اتمسفر؛ هوا تا سطح ۷۶۰ هکتوپاسکال پایدار و بعد از آن ناپایدار است (بوشر، ۱۹۷۵).

رطوبت موجود در آن بیش از گنجایشش می‌شود و در نتیجه، بخار آب اضافی به صورت قطرات آب در می‌آید. این فرایند به تراکم موسوم است.

بنابراین، در فرایند تراکم، رطوبت جوّ از حالت بخار به حالت مایع تبدیل می‌شود. در هوای غیراشباع، مولکولهای بخار آب با مولکولهای هوا هم‌حالت و یکسانند و حرکت آزاد دارند، امّا موقعی که بخار آب هوا به حداکثر ظرفیت آن برسد، مولکولهای بخار آب از حرکت آزاد باز می‌مانند و متراکم شده، به قطرات آب تبدیل می‌شوند. نتیجه آنکه تراکم باید از زمان رسیدن رطوبت نسبی به صددرصد آغاز شود،

ولی در هوای خالص چنین نیست. تجربه نشان داده است که نم نسبی هوای خالص برای آغاز فرایند تراکم باید حدود چهار برابر حالت عادی باشد. ظهور چنین وضعیتی در طبیعت ممکن نیست.

فرایند تراکم در طبیعت به کمک ذرات ناخالص جوّ انجام می‌شود. هوای خالص وجود ندارد و ذرات گرد و غبار هوا، با ایجاد هسته‌های تراکم، نقش عمده‌ای در وقوع تراکم ایفا می‌کنند، به طوری که در طبیعت، حتی در نم نسبی ۹۸ درصد نیز عمل تراکم آغاز می‌شود.

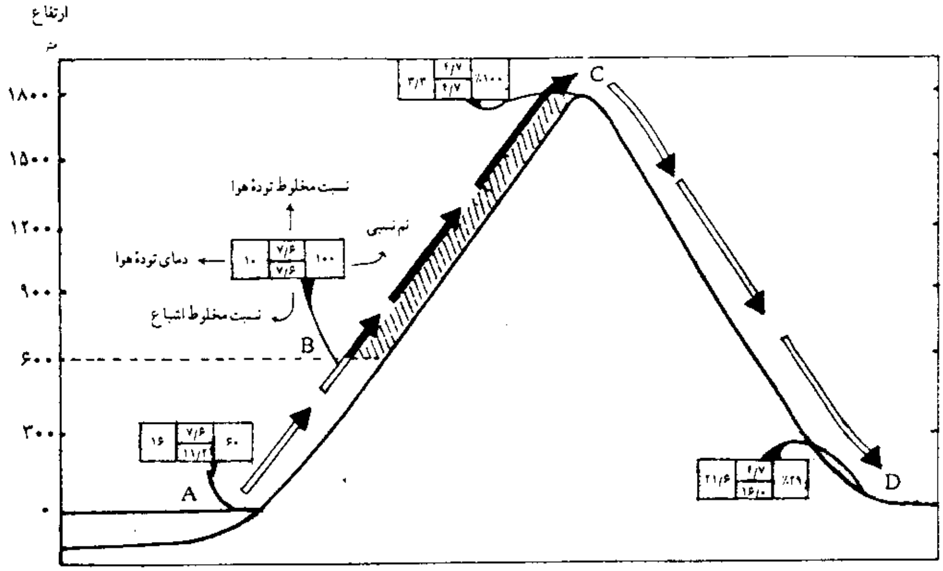
ذرات گردوغبار (هواویزها)، در واقع، محملی برای قطرات آب هستند. فشار بخار آب در هوا بیشتر از فشار آن در سطح هواویز است و در نتیجه بخار آب به طرف بدنه ذره کشیده می‌شود و بر اثر تماس، به صورت مایع برروی آن جمع می‌شود.

ایجاد شبنم برروی برگ درختان در شب، وضعی نظیر حالت یادشده دارد. هنگام شب که دمای هوای مجاور برگها پایین می‌آید، هوا اشباع می‌شود و رطوبت هوا به صورت قطرات آب برروی برگها ظاهر می‌شود.

در بین هواویزها، ذرات نمک بهترین هسته تراکم و درعین حال فراوانترین آنها هستند. اندازه هسته‌های تراکم باید بین $\frac{۱}{۱۰۰۰}$ تا ۱۰ میکرن باشد. ذرات کوچکتر از $\frac{۱}{۱۰۰۰}$ میکرن به نم نسبی خیلی بالایی نیاز دارند که در طبیعت یافت نمی‌شود. ذرات بزرگتر از ۱۰ میکرن هم به دلیل سنگینی، در جوّ باقی نمی‌مانند و رسوب می‌کنند. هر چه تعداد ذرات بیشتر باشد، تراکم سریعتر انجام می‌شود؛ به همین دلیل، تراکم در هوای آلوده روی شهرها زودتر آغاز می‌شود.

با شروع فرایند تراکم، ابر تشکیل می‌شود. ابر عبارت است از اجتماع قطرات مرئی آب که به دور هسته‌های تراکم به وجود آمده‌اند. هر هسته تراکم می‌تواند قطره آبی تا حدود صد برابر اندازه خودش به وجود آورد. قطر معمول ذرات آب بین ۰/۰۵ تا ۲ میلیمتر است. ابتدا قطرات ریز به وجود می‌آیند و بعد بتدریج قطرات درشت‌تر تشکیل می‌شوند. ضمن این فرایند، ابر رفته‌رفته بزرگتر می‌شود. در شکل ۶-۶ چگونگی تشکیل ابر ضمن صعود توده هوای ناپایدار از دامنهٔ کوه ملاحظه می‌شود.

همه قطرات آب به باران تبدیل نمی‌شوند؛ زیرا باران موقعی به وجود می‌آید که قطرات آب به اندازه کافی سنگین شوند و سقوط کنند و در ضمن سقوط به سطح زمین



شکل ۶ـ۶ تشکیل ابر و بارش ضمن صعود از کوه؛ در نقطه A هوا شروع به صعود می‌کند. در نقطهٔ B، در ارتفاع ۶۰۰ متری، تراکم آغاز می‌شود. صعود به بالاتر از نقطهٔ B سبب تشکیل ابر و ایجاد بارش می‌گردد. در دامنه بادپناه، به علت نزول توده هوا، دمای آن از طریق آدیاباتیک افزایش می‌یابد و ازحالت اشباع خارج می‌شود؛ در نتیجه، باد گرم و خشک (فون) ایجاد می‌شود و بارش هم قطع می‌گردد. دما در نقطهٔ D گرمتر از A است (پاتون، ۱۹۷۴).

برسند. بیشتر این قطرات، یا خیلی کوچک هستند و سقوط نمی‌کنند یا اینکه ضمن سقوط، در طول مسیر، دوباره تبخیر می‌شوند و از بین می‌روند.

جدول ۲ـ۶ اندازه و سرعت سقوط قطرات را نشان می‌دهد. براساس این جدول، قطراتی به شعاع ۰/۰۰۵ تا ۰/۰۲ میلیمتر، همیشه در آسمان باقی می‌مانند و ابر را تشکیل می‌دهند. قطرات بین ۰/۰۵ تا ۰/۲ میلیمتر باران ریز به وجود می‌آورند. اگر قطرات آب در شرایط مساعدی قرار بگیرند، تا شعاع ۰/۵ میلیمتر یا بیشتر رشد کرده، باران درشت ایجاد می‌کنند. اگر برای سقوط قطره‌ای به شعاع ۰/۰۰۵ میلیمتر، در فاصله یک کیلومتری و عمود بر سطح زمین، ۵ روز لازم باشد، سقوط قطره به شعاع ۲ میلیمتر از همان فاصله در مدت ۱/۸ دقیقه انجام می‌گیرد.

جدول ۲ـ۶ رابطه اندازه قطرات با سرعت سقوط آنها در دمای صفر درجه سلسیوس، در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال (بوشر، ۱۹۷۵)

نوع قطره	قطر قطره میلیمتر	سرعت سقوط سانتیمتردرثانیه	مدت‌لازم‌برای‌سقوط (یک کیلومتر)
ابر	۰/۰۰۵	۰/۳	۵ روز
	۰/۰۱	۱/۳	۱ روز
	۰/۰۲	۵/۴	۶ ساعت
باران‌ریز	۰/۰۵	۲۷	۱ ساعت
	۰/۱	۷۶	۲۱ دقیقه
	۰/۲	۱۷۰	۱۰ دقیقه
باران	۰/۵	۳۹۰	۴ دقیقه
	۱	۶۹۰	۲/۳ دقیقه
	۲	۹۳۰	۱/۸ دقیقه

جدول ۳ـ۶ درصد تبخیر قطرات آب را ضمن نزول در عرضهای جغرافیایی پایین و متوسط نشان می‌دهد. قطرات با شعاع ۰/۷۵ میلیمتر، ضمن سقوط از فاصله دو کیلومتری در منطقه برون‌حارّه، تا ۵۰ درصد یا بیشتر تبخیر می‌شوند، اما میزان تبخیر قطرات درشت‌تر کمتر است؛ مثلاً از قطره‌ای به شعاع ۲ میلیمتر، در پایان دو کیلومتر سقوط، فقط ۱۰ درصد تبخیر می‌شود. میزان این تبخیر در منطقه حارّه بیشتر است، بویژه هرچه هوا خشکتر و فاصله سقوط طولانی‌تر باشد، شدت تبخیر بیشتر می‌شود؛ برای مثال، قطرات ۰/۷۵ میلیمتری در رطوبت نسبی ۵۰ درصد و در سقوط دو کیلومتری، کاملاً تبخیر می‌شود و به زمین نمی‌رسد.

رشد قطرات ریزتر و تبدیل آنها به قطرات درشت‌تر، به دو صورت امکانپذیر است:

۱. اگر اشباع در دماهای بالای صفر درجه سلسیوس حاصل شود، فقط قطرات آب تشکیل می‌شوند. قطرات آب ضمن سقوط با هم برخورد می‌کنند و قطرات ریزتر جذب قطرات درشت‌تر شده، سبب رشد آنها می‌شوند. البته این کار زمانی اتفاق می‌افتد

جدول ۶ـ۳ میزان تبخیر قطرات باران ضمن سقوط در عرضهای مختلف (بوشر، ۱۹۷۵)

منطقه	عرضهای معتدل		حارّه			
دمای سطح زمین (درجه سلسیوس)	۱۵		۴۱		۴۱	
نم نسبی(درصد)	۷۰		۷۰		۵۰	
	درصد تبخیر					
قطر اولیهٔ قطره میلیمتر	اندازهٔ سقوط قطره		اندازهٔ سقوط قطره		اندازهٔ سقوط قطره	
	۱ کیلومتر	۲ کیلومتر	۱ کیلومتر	۲ کیلومتر	۱ کیلومتر	۲ کیلومتر
۰/۵	۶۶	۹۳	۷۸	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۰/۷۵	۳۵	۴۹	۴۱	۸۵	۷۰	۱۰۰
۱	۱۹	۲۷	۲۷	۴۳	۴۹	۷۳
۱/۵	۱۳	۱۷	۱۷	۲۵	۱۹	۳۵
۲	۷	۱۰	۱۲	۱۷	۱۵	۲۲

که اولاً در ابر حرکات عمودی وجود داشته باشد و ثانیاً ضخامت ابر حداقل هزار متر باشد (بور، ۱۹۷۸). این نوع بارش را باران گرم می‌نامند.

۲. اگر توده هوا در دماهای زیر صفر اشباع شود، بلورهای یخ نیز ایجاد می‌شوند. چون فشار بخار آب در هوا بیشتر از فشار آن در سطح بلورهای یخ است، بخار آب هوا جذب بلورهای یخ می‌شود و این بلورها را بزرگتر می‌کند. در این حال، ابر پر از بلورهای یخ است. این نوع باران را باران سرد گویند و بیشتر در مناطق برون‌حارّه رخ می‌دهد. باران سرد بیشتر در ابرهای آلتواستراتوس، نیمبواستراتوس، کومولونیمبوس، استراتوس و استراتوکومولوس، در دماهای زیر ۱۰- درجه سلسیوس ایجاد می‌شود و به صورت برف و تگرگ به زمین می‌ریزد. ابرهای پایین بیشتر از قطرات آب تشکیل شده‌اند، در صورتی که در ابرهای بالا، بلورهای یخ فراوان است. در ابرهای ضخیم ترکیبی از این هر دو دیده می‌شود. باران حاصل از رشد بلورهای یخ را باران سرد می‌نامند.

نتیجهٔ عمل تراکم، تشکیل مه یا ابر است.

۶ـ۵ مه

مه ابری است که در مجاورت سطح زمین تشکیل شده باشد. مه نیز مانند ابر، یا از تزریق

رطوبت در توده هوا (تبخیر) ایجاد می‌شود که مه تبخیری نام دارد، یا از کاهش دمای هوا به وجود می‌آید که آن را مه تبریدی می‌گویند.

مه تبخیری

نوعی از مه راگویند که بر اثر افزایش رطوبت به توده هوا پدید می‌آید. مهمترین اقسام این مه عبارتند از:

۱. دود دریا. وقتی هوای سرد پایدار روی دریای گرم قرار گیرد، آب دریا تبخیر می‌شود، در سطح زیرین هوا گرد می‌آید و ایجاد مه می‌کند. نمونه بارز این مه، در زمستان برروی رودخانه‌های مناطق سرد یا سواحل غربی اقیانوسها دیده می‌شود. وقوع این مه چندان متداول نیست.

۲. مه جبهه‌ای. در جبهه‌های هوایی، ممکن است قطرات باران ضمن سقوط وارد هوای خشک زیرین شوند و پس از تبخیر ایجاد مه کنند. اگر قسمت پایینی این مه کمی بالاتر از سطح زمین باشد، ابر استراتوس ایجاد می‌کند.

مه تبریدی

انواع این مه از سردشدن توده هوای گرم و مرطوب حاصل می‌شوند که مهمترین آنها از این قرارند:

۱. مه تابشی. در نواحی پوشیده از برف، در شبهای صاف و آرام، درست در شرایطی که لایه وارونگی دمایی ایجاد می‌شود، بر اثر کاهش دمای سطح زمین، دمای هوای بالای آن تا دمای نقطه شبنم پایین می‌آید و شروع به تراکم می‌کند. ایجاد شبنم برروی برگها بدین طریق صورت می‌گیرد.

همین مه در کف درّه‌ها و روی جاده‌ها ایجاد می‌شود. علت تشکیل آن برروی جاده‌ها، صافی سطح آنهاست که باعث زیاد شدن آلبدو و کم‌شدن دما می‌شود؛ در نتیجه، جاده اسفالت، هنگام شب، سردتر از محیط اطراف خود است و اگر هوای گرم و مرطوبی وارد این منطقه شود، برروی جاده ایجاد مه می‌کند.

در کف درّه نیز به علت اینکه شب‌هنگام هوای سرد ارتفاعات بالاتر، به دلیل

سنگینی، به طرف پایین دره سرازیر می‌شود، هوای کف درّه سردتر از محیط اطراف است و دمای آنجا در بیشتر اوقات تا حد نقطه شبنم تنزل می‌کند و مه ایجاد می‌شود.

در هر دو حالت، عمر اینگونه مه خیلی کوتاه است و کمی پس از طلوع آفتاب از بین می‌رود.

۲. **مه وزشی.** موقعی که هوای گرم و مرطوب به منطقه سرد می‌رسد، هوای قسمتهای زیرین اشباع می‌شود و مه ایجاد می‌کند. این نوع مه بیشتر به هنگام زمستان در سواحل غربی قاره‌ها یا برروی سواحل شرقی اقیانوسها تشکیل می‌شود و احتمال تشکیل آن برروی جریانهای اقیانوسی سرد خیلی بیشتر است. در اینگونه مناطق، اگر هوای گرم و مرطوب برروی جریان اقیانوسی سرد قرار گیرد، مه ایجاد می‌شود. گاهی اینگونه مه را مه بالاآیی می‌نامند؛ زیرا بیشتر بر روی نواحی بالاآیی، در حوالی جریانهای سرد، تشکیل می‌شود. این مه در اکثر موارد، صبح زود یا در زمستان برروی جریانهای اقیانوسی سرد در مناطقی مانند سواحل کالیفرنیا دیده می‌شود.

۳. **مه کوهستانی.** در دو حالت، وقتی تودهٔ هوایی به دلایلی از دامنه کوه صعود کند، اینگونه مه به وجود می‌آید. اگر توده هوا از تپه کم‌ارتفاعی صعود کند، ممکن است عمل تراکم در مراحل اولیه متوقف شود و پرده مه نازکی برروی تپه ایجاد کند. همچنین اگر توده هوای پایداری از کوه صعود کند، به علت پایداری، فقط در لایه زیرین آن که با بالای کوه تماس دارد به نقطه اشباع و تراکم می‌رسد و مه به وجود می‌آورد. مه بالای ارتفاعات کوهستانی از این نوع است که نشانه پایداری هواست.

۴. **مه آمیخته.** در بعضی موارد، نظیر آنچه در جبهه‌های سرد رخ می‌دهد، هوای سرد و گرم مخلوط می‌شوند و دمای نقطهٔ شبنم را پایین می‌آورند که خود به تشکیل مه می‌انجامد. نمونه بسیار آشکار این نوع مه، تراکم هوای بازدم انسان در هوای سرد محیط به هنگام زمستان است.

البته انواع مه را برحسب موارد مختلف، به نامهای گوناگونی می‌نامند که در اینجا فقط به انواع معروف آن اشاره کردیم. در مجموع، می‌توان گفت که هر مه، تبخیری یا تبریدی است.

۶ـ۶ ابر

اگر فرایند تراکم در ارتفاع بالاتر نسبت به سطح زمین صورت بگیرد، ابر را به وجود می‌آورد. ابرها به شکلهای مختلف و در ارتفاعات مختلف اتمسفر دیده می‌شوند و گوناگونی آنها نتیجه شدت و سرعت تراکم است. اگر صعود هوا آرام صورت بگیرد، فرایند تراکم نیز ملایم است و ایجاد ابرهای پوششی و گسترده می‌کند که به ابرهای پوششی معروفند، اما اگر صعود هوا سریع و ناگهانی باشد یا هوا خیلی ناپایدار شود، ابرهای گل‌کلمی‌شکل به وجود می‌آید که به طور کلی آنها را ابر جوششی می‌نامند. این نوع ابرها از بالا به قبه‌های پنبه‌ای شباهت دارند. در هر دو مورد، چون تراکم در لایه‌های پایین ابر بیشتر است، غلظت ابرها در لایه‌های پایینی از قسمتهای بالایی بیشتر است؛ در نتیجه، قسمتهای پایین ابرها یا ابرهای تشکیل‌شده در ارتفاع پایین، آبدارتر از ابرهای تشکیل‌شده در ارتفاعات بالاتر هستند.

علامت مشخصه ابرهای پوششی، گسترش افقی آنهاست که ممکن است به چندین هزار کیلومتر مربع برسد و بوضوح برگسترش عمودی آنها غالب آید. این ابرها از نظر شکل ظاهر چندان تفاوتی با یکدیگر ندارند و به طور کلی روشن و خاکستری رنگند و همیشه از صعود آرام هوا تشکیل می‌شوند.

ابرهای جوششی، برخلاف ابرهای پوششی، گسترش افقی ناچیزی دارند. اینگونه ابرها از ستونهای مجزا، منفرد و دارای گسترش عمودی تشکیل می‌شوند و انواع گوناگونی از شکلهای حد واسط را بین ابرهای کم‌رشد تا ابرهای برجی‌شکل شامل می‌شوند. رشد عمودی این ابرها به ناپایداری لایه‌های جوّ بستگی دارد. در هر حال، شرایط اولیه ایجاد آنها، وجود لایه‌های ناپایدار در اتمسفر است که حرکت صعودی هوا را امکانپذیر کند.

معیار دیگر برای تقسیم‌بندی ابرها، ترکیب آنهاست. ابرها ممکن است از قطرات آب، بلورهای یخ یا مخلوطی از هر دو تشکیل شده باشند. ابرهای مایع، ظاهری متراکم و حاشیه‌ای مشخص دارند، در حالی که ابرهای یخی، ساختاری نامتراکم و رشته‌ای، به شکل الیاف، دارند و حاشیه آنها مات و نامشخص است.

راه دیگر برای تقسیم‌بندی ابرها، ارتفاعی است که پایه ابر (پایین‌ترین قسمت آن) در آن قرار گرفته است. از این لحاظ، ابرها به چهار دسته تقسیم می‌شوند: ابرهای

بالا، ابرهای میانی، ابرهای پایین که اصولاً ابرهای پوششی هستند و ابرهای جوششی که از نظر ساختار عمودی بیشتر تروپوسفر را فرا می‌گیرند. البته موقعیت ارتفاعی ابرها به عرض جغرافیایی نیز بستگی دارد.

در کتاب حاضر، از تقسیم‌بندی سازمان هواشناسی جهانی که در *اطلس جهانی ابرها* به کار رفته است استفاده می‌شود. این تقسیم‌بندی براساس ارتفاع پایه و شکل ظاهری ابر صورت گرفته است و برای نامگذاری ابرها ریشه‌های زبان یونانی را به کار برده است. تعبیرها و صفات عمده‌ای که برای ابرهای اصلی در ریشه یونانی آنها به کار رفته است، در جدول ۴ـ۶ آمده است. ابر اصلی ابری است که انواع گوناگون ابرها از آن پدید می‌آید.

جدول ۴ـ۶ ریشه‌های یونانی ابرها و معنی آنها (بارت[1]، ۱۹۷۴)

کلمه مادر	ریشه به کار رفته در سطح اول طبقه‌بندی	معنی	کلمات به کار رفته در سطح دوم طبقه‌بندی	معنی
Cirrus	Cirro	پرمانند؛ الیاف‌مانند؛ اجتماع بلورهای یخی	Uncinus Castellanus	قلاب‌شکل؛ برجی‌شکل
Stratus	Strata	ورقه‌ورقه؛ مطبّق	Lenticularis	عدسی‌شکل
Cumulus	Cumulo	ورم‌کرده؛ برجسته‌شده	Fractus	قطعه‌قطعه‌شده
Nimbus	Nimbo	بارانزا	Humilis	پست؛ ازنظر عمودی خوب رشدنکرده‌است
Altus	Alto	ارتفاع میانه	Congestus	گل‌کلمی؛ برجسته‌شده

1. Barrett

در جدول ۵ـ۶، انواع ابرها برحسب نوع صعود و ارتفاع تشکیل آنها ذکر شده‌اند.

جدول ۵ـ۶ انواع ابرها برحسب ارتفاع و سرعت حرکات صعودی (بارت، ۱۹۷۴)

صعود آرام	صعود متوسط	صعود سریع	ارتفاع (متر)
سیرواستراتوس		سیروس	۱۰۰۰۰
	سیروکومولوس		۷۵۰۰
		کومولونیمبوس	
آلتواستراتوس	آلتوکومولوس		۵۰۰۰
		کومولوس کانجسچس	
نیمبواستراتوس			۲۵۰۰
استراتوس	استراتوکومولوس	کومولوس	
مه			

۷ـ۶ انواع ابرها

انواع ابرهای مهم، همراه با خصوصیات عمده هر کدام، به طور مختصر در جدول ۶ـ۶ آورده شده که در اینجا به شرح آنها می‌پردازیم[1].

ابرهای پوشش

۱. *ابرهای بالا*

ارتفاع پایه ابرهای بالا که عموماً سیروس[2] نامیده می‌شوند، به حدود ۶۰۰۰ـ۱۲۰۰۰ متر می‌رسد. انواع مهم این ابرها عبارتند از سیروس، سیرواستراتوس و سیروکومولوس. از آنجا که این ابرها در طبقات بالای جوّ تشکیل می‌شوند، رطوبت خیلی کمی دارند، و در نتیجه، چندان ضخیم و متراکم نیستند و اغلب سایه ندارند. اینگونه ابرها در هیچ موردی بارش ایجاد نمی‌کنند.

سیروس. این ابر، منفرد و پرمانند است و بیشتر رنگی سفید و حالتی الیافی دارد. ابرهای سیروس در بسیاری موارد، حالت ریسمانی پیدا می‌کنند که نشانه سرعت زیاد هوا در ارتفاعات بالاست. سیروس ابری یخی است که از بلورهای یخ تشکیل شده است و ضخامت آن از چند متر تا ۳۰۰ متر می‌رسد (شکل ۷ـ۶). وجود آنها غالباً از ورود جبهه گرم حکایت می‌کند؛ با این حال، در حوزه مراکز پرفشار نیز این نوع ابر تشکیل می‌شود.

---

۱. لوح ۹ برخی از انواع مهم ابرها را نشان می‌دهد.

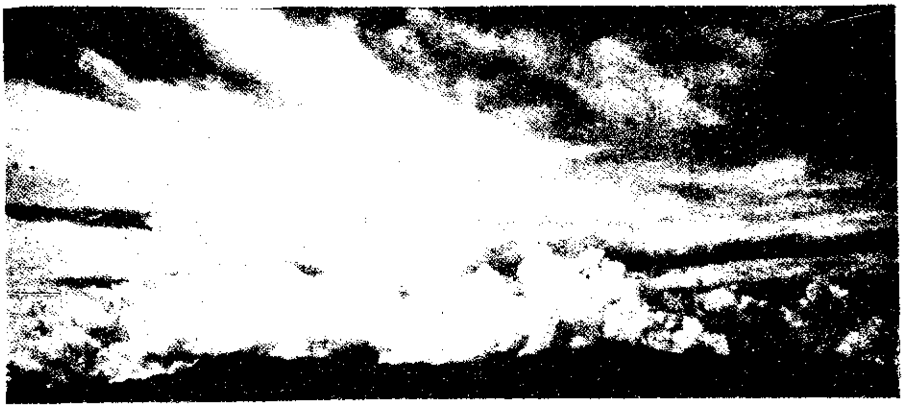
2. Cirrus (Ci)

جدول ۶-۶ خصوصیات ابرها

نام ابر		ارتفاع ابر	شکل ابر	رنگ ابر	ناآرامی یا آشفتگی	فشردگی	ضخامت	اجزاء سازنده	فرایند به وجود آورنده	بارش
ابرهای بالا	سیروس	۱۲۰۰۰-۶۰۰۰	رشته‌های باریک و الیاف جدا از هم	سفید	—	رقیق سایه ندارد	نازک ازچند مترتا ۳۰۰ متر	بلورهای یخی شش گوش	۱. جبهه‌ای روراندگی ۲. همگرایی	—
	سیرواستراتوس	۱۲۰۰۰-۶۰۰۰	لایه ممتد یکنواخت صاف	سفید	—	رقیق سایه ندارد	نازک ازچند متر تا ۴۵۰ متر	بلورهای یخی شش گوش	۱. جبهه‌ای روراندگی ۲.همگرایی	به علت شکست نور توسط بلورهای یخ هاله‌ای در اطراف ماه ایجاد می‌کند
ابرهای متوسط	سیروکومولوس	۱۲۰۰۰-۶۰۰۰	گرد یا موجی‌شکل مانند شنهای ساحل دریا	سفید	خیلی خیلی‌کم	رقیق	چند متر	بلورهای یخی و بندرت قطرات آب خیلی سرد شده	تخریب cs یا روراندگی در هوای تقریباً فشرده	—
	آلتوکومولوس	تابستان ۶۰۰۰-۲۴۰۰ ۴۵۰۰-۱۸۰۰ زمستان	عناصر مدور یا استوانه‌ای که به صورت خطوط یا صفحات دیده می‌شوند	سفید یا خاکستری	کم	تقریباً رقیق یا کلاً سایه ندارد	نازک ۹۰۰-۳۰ متر	قطرات آب دانه‌های برف، بلورهای یخ	صعود جبهه‌ای - همگرایی	—
	آلتواستراتوس	تابستان ۶۰۰۰-۲۴۰۰ ۴۵۰۰-۱۸۰۰ زمستان	صفحه یکنواخت	خاکستری	—	متغیر از رقیق تا نیمه دقیق	از ۱۸۰-۳۰ متر یا ۲۴۰۰ متر که نوع نازک سایه ندارد و نوع ضخیم سایه دارد	بلورهای یخ در نوع نازک و بالای نوع ضخیم، قطرات آب در پایین نوع ضخیم	صعود جبهه‌ای صعود حاصل از همگرایی	باران و برف سبک ممکن است بعضی مواقع به سیرواستراتوس بپیوندد
ابرهای پایین	استراتوس	سطح زمین ۱۸۰۰	لایه یکنواخت با پایه ناصاف	خاکستری ضعیف تا متوسط	—	فشرده	نازک یا متوسط ۹۰۰-۱۵ متر	قطرات آب به قطر ۴ میکرن	صعود کوهستانی انهدام پایین مه صعود مه	اگر باران ببارد ریز و نرم است یا برف سبک

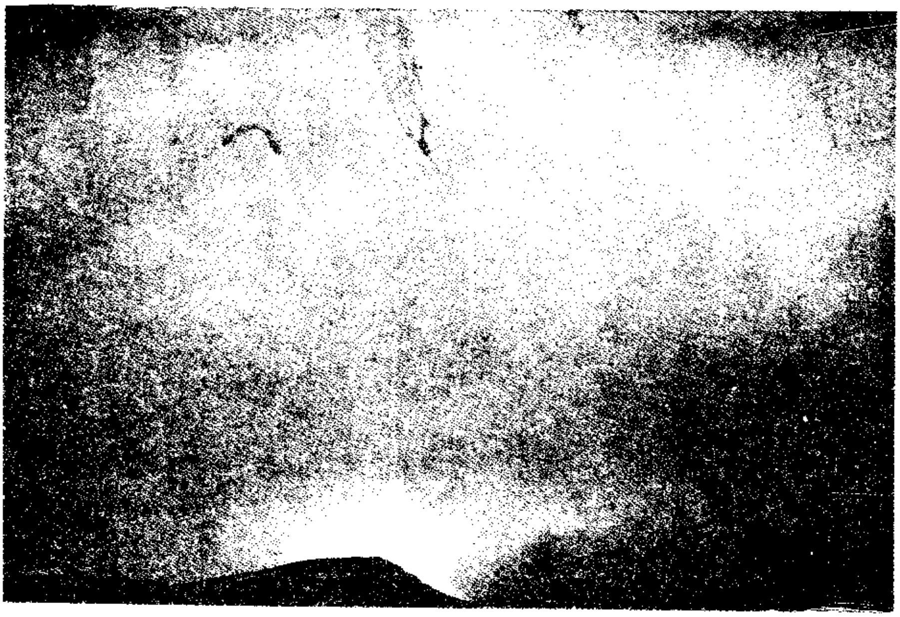
ادامه جدول ۶-۴

	نام ابر	ارتفاع ابر	شکل ابر	رنگ ابر	ناآرامی یا آشفتگی	فشردگی	ضخامت	اجزاء سازنده	فرایند به وجود آورنده	بارش
ابرهای پایین	نیمبواستراتوس	سطح زمین - ۱۸۰۰	لایهٔ یکنواخت	خاکستری متوسط	قابل ملاحظه	خیلی فشرده	خیلی ضخیم ۱۲۰۰-۶۰۰۰ متر	طبقات بالا بلورهای یخ طبقات وسط مخلوط یخ وآب طبقات پایین قطرات آب به اندازهٔ ۱۰ میکرن	صعود جبهه‌ای خیلی وسیع یا صعود حاصل از همگرایی وکوهستانی	باران و برف مداوم سبک تا سنگین
ابرهای پایین	استراتوکومولوس	۳۰۰-۱۸۰۰	عناصرمدور یا استوانه‌ای ساختمان موجی‌شکل توأم با قله و دژها ساختمان منظم	خاکستری	ضعیف متوسط	فشرده	نازک تا متوسط چند متر تا ۶۰۰ یا ۹۰۰ متر	قطرات آب به اندازهٔ ۸ میکرن در عناصر مدور و ۷ میکرن در استوانه	اختلاط عمودی صعود کوهستانی	—
ابرهای جوششی	کومولوس کانجستس	پایه ۳۰۰-۶۰۰ رأس ۱۸۰۰-۴۵۰۰	پایهٔ مسطح و قله آشفته بیشتر دارای برج است	از بالا سفید از پایین خاکستری تا تیره	متوسط تا شدید	فشرده	ضخیم ۱۵۰۰-۴۵۰۰ متر	قطرات آب	صعود حرارتی صعود کوهستانی صعود جبهه‌ای	باران و برف سبک از نوع ضخیم
ابرهای جوششی	کومولونیمبوس	پایه ۳۰۰-۶۰۰ رأس ۳۰۰۰-۱۲۰۰۰	پایهٔ ناآرام و ناصاف قله ناصاف و برجدار یا سنداندار	سفید ازبالا و تیره تا کاملاً سیاه از پایین	خیلی شدید	خیلی فشرده	خیلی ضخیم ۳۰۰۰-۱۲۰۰۰ متر	طبقات بالا بلورهای یخ طبقات‌متوسط‌مخلوط یخ‌وآب طبقات‌پایین‌قطرات آب‌تگرگ در قسمتهای مختلف ابر	صعودجبهه‌ای- حرارتی کوهستانی - هوای ناپایدار خیلی مرطوب لازم دارد	باران و برف متوسط تا سنگین، تنها ابری که تگرگ دارد
ابرهای استراتوسفر	ناکویوس	۲۲-۳۰کیلومتر	مثل آلتوکومولوس موجدار	در روز آبی رنگ بازمینهٔ سفید	ناشناخته	سبک تا متوسط	نازک مثل آلتوکومولوس	ناشناخته	ناشناخته احتمالاً در پشت یک مرکز کمفشار ایجاد می‌شود	—
ابرهای استراتوسفر	ناکتی‌لونست	۸۰-۹۰کیلومتر	مثل سیروس و سیرواستراتوس	زرده سبز نارنجی سفید	ناشناخته	—	نازک	ناشناخته	ناشناخته	—



شکل ۶.۷ سیروس متراکم که از سندان کومولونیمبوس باقی مانده است. در حاشیه کوه ابر استراتوکومولوس دیده می‌شود.

سیرواستراتوس[1]. این ابر نسبتاً متراکم و ضخیمتر از ابر سیروس است و وسعتی بیش از آن دارد، به طوری که گاه همه آسمان نگاه ناظر را می‌پوشاند. بلورهای یخ



شکل ۶.۸ ابر سیرواستراتوس با آثاری از هاله پشت ابر

1. Cirrostratus (Cs)

تشکیل‌دهنده این ابرها خاصیت شکست نور دارند، به نحوی که اغلب هاله‌ای به دور ماه یا خورشید ایجاد می‌کنند. ویژگی عمده این ابر، ایجاد هاله است (شکل ۸ـ۶).

سیروکومولوس[1]. به صورت واحدهای موجی‌شکل یا مدور دیده می‌شود (شکل ۹ـ۶). نشانه وجود آن، حرکات عمودی شدید در همان ارتفاعی است که به وجود آمده است. این ابر عموماً از بلورهای یخ تشکیل شده و قطرات آب موجود در آن بسیار کم است. ابر سیروکومولوس معمولاً از تخریب سیروس یا سیرواستراتوس به وجود می‌آید.



شکل ۹ـ۶ ابر سیروکومولوس

۲. *ابرهای میانی*

ارتفاع پایه این ابرها از ۱۸۰۰ـ۴۵۰۰ متر است و انواعی از هر دو گروه ابرهای پوششی و جوششی را شامل می‌شوند. در نامگذاری آنها عموماً پیشوند آلتو (Alto) به کار می‌رود. در انواع نازک آنها بلورهای یخ و در انواع ضخیم آنها در بالا بلور یخ و در پایین قطرات آب وجود دارد. انواع عمده اینگونه ابرها عبارتند از: آلتوکومولوس و آلتواستراتوس.

---

1. Cirrocumulus (Cc)

آلتوکومولوس[1]. ابرهای سفید یا خاکستری یا توأم با یکدیگر هستند که به صورت خطوط یا ورقه‌های متشکل از واحدهای مدور یا استوانه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۱۰-۶). گاه قسمتی از ابر، ظاهری رشته‌ای پیدا می‌کند. در مجموع، این ابرها نازک و فاقد سایه‌اند و هرگاه از جلو ماه یا خورشید عبور می‌کنند، حلقه‌هایی رنگی به دور قرص آنها به وجود می‌آورند که مانند رنگهای رنگین‌کمان، دایره قرمز در خارج و دایره بنفش نزدیک به ماه یا خورشید قرار می‌گیرد. این حلقه‌های نور براثر شکست امواج مرئی خورشید در برخورد با قطرات آب تشکیل می‌شوند و خود نشانه آن است که قسمتی از ابرهای آلتوکومولوس از قطرات آب تشکیل شده است. توأم بودن شکلهای مدور و ورقه‌ای در این ابرها نشانه وجود هر دو حرکت افقی و عمودی است.

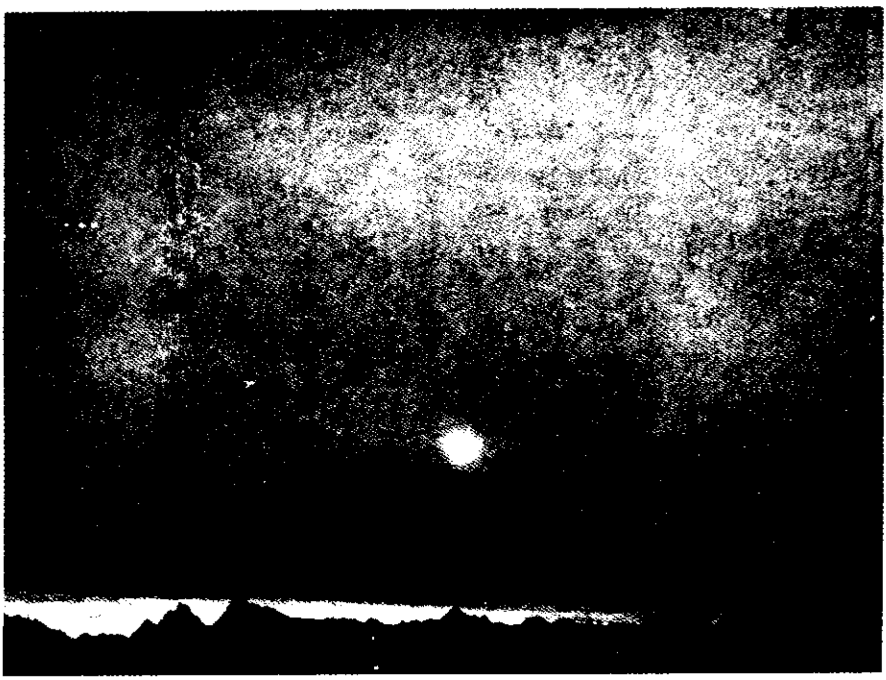


شکل ۱۰-۶ ابرهای آلتوکومولوس نواری

آلتواستراتوس[2]. ابرهای خاکستری رنگند که ساختار ورقه‌ای یکدستی دارند و قسمتی از آسمان یا تمام آن را می‌پوشانند. این ابرها هاله ایجاد نمی‌کنند، اما دایره‌هایی

1. Altocumulus (Ac)
2. Altostratus (As)

کوچکتر به دور خورشید و ماه ایجاد می‌کنند که زاییده شکست نور در برخورد با قطرات آب است (شکل ۱۱ـ۶). ابرهای آلتواستراتوس باران و برف سبکی ایجاد می‌کنند که همیشه به سطح زمین نمی‌رسد و بیشتر اوقات به صورت نوارهایی معروف به «نور بارانی» به دنبال ابر ظاهر می‌شود.



شکل ۱۱ـ۶ آلتواستراتوس کم‌پشت

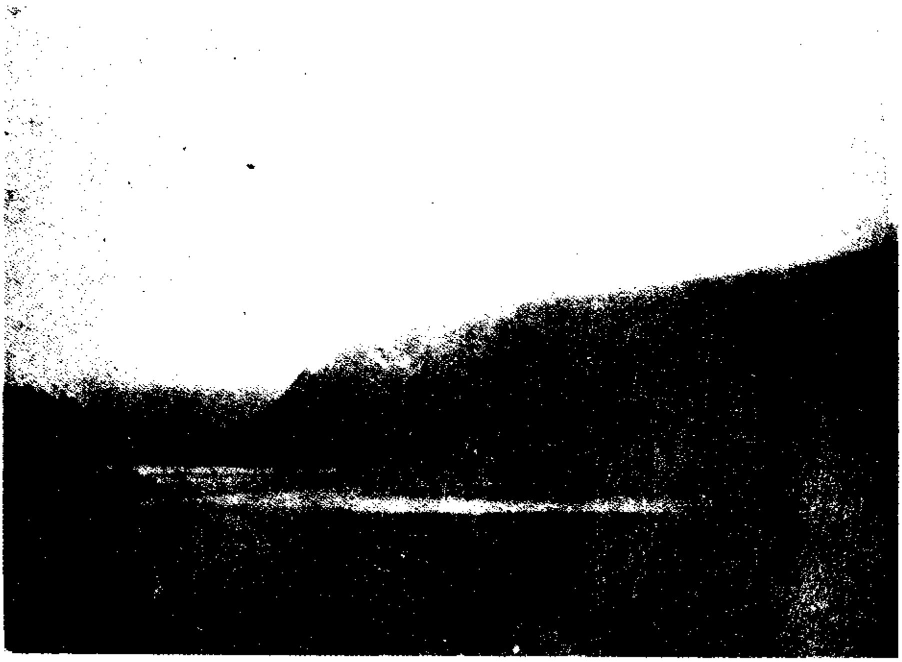
۳. ابرهای پایین

پایه این ابرها از سطح زمین تا ارتفاع ۱۸۰۰ متری می‌رسد. این ابرها عموماً از ورقه‌های مسطح و یکدست تشکیل شده، در گروه ابرهای استراتوس قرار دارند. از انواع عمده آنها می‌توان استراتوس، استراتوکومولوس و نیمبواستراتوس را نام برد.

استراتوس[1]. ابری ورقه‌ای و کاملاً خاکستری با مرز پایینی تقریباً یکدست است (شکل ۱۲ـ۶). به علت ارتفاع پایین استقرار، از قطرات آب تشکیل شده است و بعضی

1. Stratus (St)

مواقع بلورهای یخی نیز در بردارد و به هر حال، باران و برف سبک ایجاد می‌کند. ابرهای استراتوس در محدوده جبهه‌های گرم و نیز در نواحی کوهستانی، بر اثر صعود هوا از دامنه کوه یا تخریب طبقات پایین مه، پدید می‌آیند.



شکل ۱۲ـ۶ ابر استراتوس

استراتوکومولوس[1]. ورقه‌هایی هستند خاکستری رنگ که سطحی موجدار و متشکل از عناصر مدور و استوانه‌ای دارند (شکل ۱۳ـ۶). این ابرها در توده‌های هوای نسبتاً پایدار، بویژه در حواشی مراکز پرفشار و روی اقیانوسها، به وجود می‌آیند.

نیمبواستراتوس[2]. ابرهایی هستند که به صورت ورقهای یکنواخت و خاکستری رنگ دیده می‌شوند و ضخیمترین (۱۲۰۰ـ۶۰۰۰ متر) ابرها در خانواده استراتوسند (شکل ۱۴ـ۶) که در طبقات بالای اتمسفر از بلورهای یخ و در قسمتهای پایین از قطرات آب تشکیل شده‌اند. این ابر نواحی وسیعی را اشغال می‌کند و می‌تواند باعث ریزش برف و باران سبک تا سنگین شود.

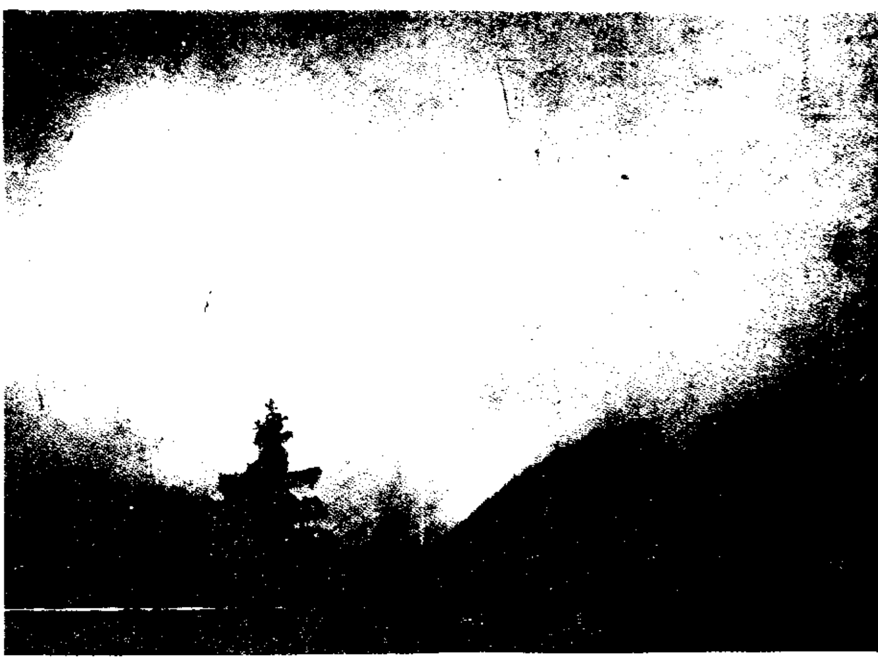
---

1. Stratocumulus (Sc)

2. Nimbostratus (Ns)



شکل ۶.۱۳ ابر استراتوکومولوس

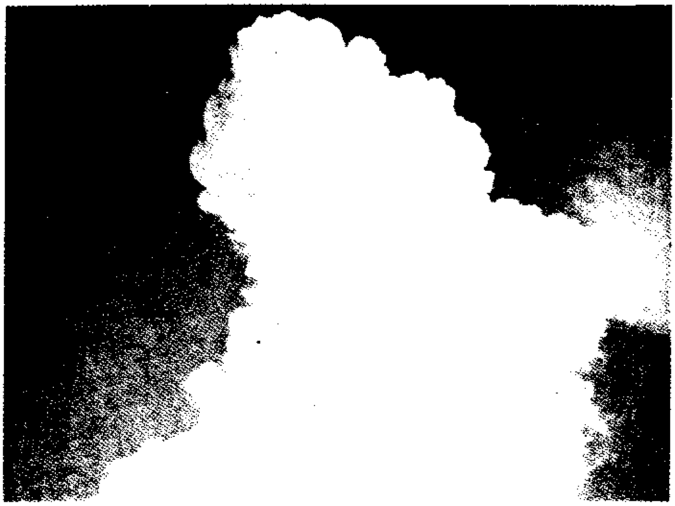


شکل ۶.۱۴ ابر نیمبواستراتوس

ابرهای جوششی

ابرهای جوششی خاصِ ارتفاع معینی از جوّ نیستند، بلکه به جهت مکانیسم به وجود آورنده خود، از طبقات پایین تا بالای جوّ گسترده می‌شوند. از انواع مهم آنها کومولوس، کومولوس کانجسچس و کومولونیمبوس را می‌توان نام برد که تنها به شرح مختصری از دو نوع معروفتر آن، کومولوس و کومولونیمبوس، می‌پردازیم.

کومولوس[1]. این ابرها، ابرهایی منفرد با حواشی شفاف و متراکمند که در جهت عمودی و به شکل تپه یا برج یا گنبد تشکیل می‌شوند. قسمت فوقانی آنها شکل گل‌کلم را دارد و مرز زیرین آنها مسطح و تیره رنگ است (شکل ۱۵ـ۶).



شکل ۱۵ـ۶ کومولوس بزرگ برجی‌شکل که ایجاد آن به ناهمواری بستگی داشته است.

این ابرها که برای ایجادشان وجود لایه‌های ناپایدار ضروری است، ضخامت عمودی متفاوتی دارند. آنها اغلب به ریزشهای جوّی منجر نمی‌شوند. ابرهای کومولوس در صورت رشد بیشتر به کومولوس کانجسچس[2] تبدیل می‌شوند که در حالت ضخیم بودن، ایجاد برف و باران سبک می‌کند.

از آنجا که در پیدایش بیشتر ابرهای کومولوس، گرم‌شدن سطح زمین نقش دارد،

1. Cumulus (Cu) 2. Cumulus Congestus

اینگونه ابرها روند دگرگونی شبانه‌روزی دارند و حداکثر رشد آنها، در ساعات اولیه بعد از ظهر، در روی خشکیها صورت می‌گیرد و در آغاز شب از بین می‌رود. در رشد این ابرها تفاوتهای محلی نیز دخالت دارد. ابرهای یادشده بیشتر برروی شنزارها، مزارع خشک و شهرها تشکیل می‌شود، در حالی که روی جنگلها و دریاها، به دلیل سردی نسبی سطح این نواحی، رشد آنها ضعیفتر است.

کومولونیمبوس[1]. ضخیمترین نوع ابرهاست که از پایین رنگی کاملاً تیره دارد. پایه آن در ارتفاع ۳۰۰-۶۰۰ متری واقع می‌شود و رأس آن تا ارتفاع ۱۲۰۰۰ متری ادامه دارد. سطح زیرین این ابرها صاف است، ولی رأس آنها وضعی کاملاً آشفته دارد. در طبقات بالای ابر، در منطقه بادهای سریع، مقداری از ابر در جهت باد به صورت زبانه‌ای از ابرهای سیروس به جلو رانده می‌شود که به سندان شباهت دارد. مرز ابر در طرف باد کاملاً مشخص، ولی در حاشیه مقابل، مبهم و نامشخص است (شکل ۱۶-۶). در طبقات بالای ابر بلورهای یخی و در لایه‌های پایینی آن، قطرات درشت آب وجود دارد که مرز بین آنها تدریجی است. ابرهای کومولونیمبوس در صعودهای خیلی شدید ایجاد می‌شوند و برف و باران بسیار سنگین ایجاد می‌کنند که با رعد و برق شدید همراه است. اینها معمولاً به ابرهای رگباری نیز موسومند. اینگونه ابر، تنها ابری است که به تگرگ منجر می‌شود و ناپایداری شدید یکی از شرایط ضروری تشکیل آن است. بیشتر انواع دیگر ابرها، مانند آلتوکومولوس، استراتوکومولوس و سیروس، از تخریب این ابر به وجود می‌آیند.

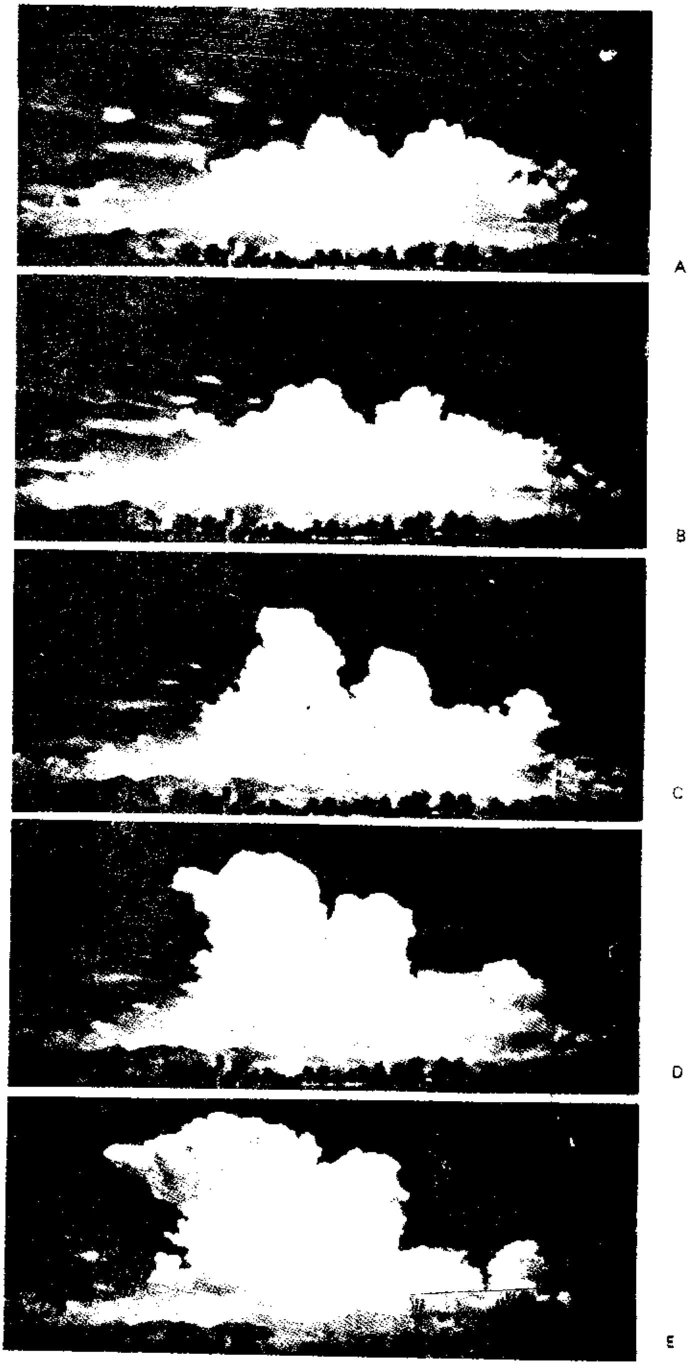
جمعبندی

عامل رطوبت جوّ بخار آب است که نامرئی است. بخار آب جوّ از تبخیر آبهای سطح زمین تأمین می‌شود و در داخل اتمسفر به صورت آب یا یخ درمی‌آید. این تغییر حالات رطوبت به مصرف و پسداد انرژی در جوّ منجر می‌شود و در نتیجه حدود یک سوم انتقال انرژی را در روی کره زمین انجام می‌دهد.

مصرف انرژی از طریق فرایند تبخیر و پسداد آن با فرایند تراکم صورت می‌گیرد. تبخیر آبها درمنطقه حارّه مقداری از انرژی تابشی را مصرف می‌کند و در مقابل، براثر عمل تراکم در طبقات بالای جوّ، انرژی ذخیره شده به صورت انرژی نهان بخارآب آزاد می‌شود.

---

1. Cumulonimbus (Cb)



شکل ۶ـ۱۶ کومولونیمبوس و مراحل رشد آن در ۲۰ دقیقه

گنجایش رطوبتی هوا با دمای آن رابطه مستقیم دارد. دمای خشک هوا گنجایش رطوبتی و دمای نقطه شبنم رطوبت موجود در آن را بیان می‌کند. نم نسبی نسبت رطوبت موجود را به گنجایش رطوبتی هوا می‌سنجد. علی‌رغم اینکه مقدار مطلق رطوبت در منطقه حارّه بیشتر از منطقهٔ قطبی است، چون هوای قطب سردتر از منطقه حارّه است، گنجایش رطوبتی آن پایین و در نتیجه میزان نم نسبی در هر دو منطقه تقریباً مساوی است. خشکترین هوا برروی بیابانهای منطقه جنب‌حارّه دیده می‌شود؛ چون هم درجهٔ حرارت بالاست و هم منبع رطوبت در آنجا فراوان نیست.

اگر گنجایش رطوبتی هوا با بخار آب تکمیل شود، هوا از بخار آب اشباع می‌شود. به طور کلی، توده هوا یا از طریق کاهش دما تا دمای نقطه شبنم یا با تزریق رطوبت، به حد اشباع می‌رسد.

کاهش دمای توده هوا در طبیعت فقط با صعود آدیاباتیک به طبقات بالاتر جوّ امکانپذیر است. در این نوع صعود، هوا هیچ تبادلی با محیط انجام نمی‌دهد و انرژی لازم برای صعود را از خود تأمین می‌کند. میزان کاهش دما در صعود آدیاباتیک خشک، بیشتر از صعود آدیاباتیک اشباع است. هوایی را که بتواند صعود کند، هوای ناپایدار و در غیراین صورت هوای پایدار می‌نامند.

اشباع توده هوا از طریق تزریق رطوبت، در طبیعت کمتر اتفاق می‌افتد. بیشترین مورد طبیعی آن عبور هوای سرد و خشک از روی دریای گرم است. بنابراین، فرایند اشباع، در طبیعت، در بیشتر اوقات از طریق صعود انجام می‌گیرد.

پس از اینکه هوا از بخار آب اشباع شد، هر نوع کاهش ظرفیت یا افزایش رطوبت سبب می‌شود که بخار آبِ اضافه برگنجایش هوا به صورت قطرات ریزآب درآید؛ یعنی فرایند تراکم آغاز شود. البته برای انجام فرایند تراکم تنها اشباع هوا کافی نیست، بلکه باید هسته‌های تراکم هم وجود داشته باشند. اگر تراکم در دمای بالای صفر درجه سلسیوس انجام گیرد، باران به وجود می‌آید و اگر در دمای زیر صفر درجه سلسیوس انجام شود، ریزشهای جامد به وجود می‌آید.

اولین نتیجه فرایند تراکم ایجاد ابر است. ابر از اجتماع قطرات آب تشکیل می‌شود. قطرات ریز آب در داخل ابر بتدریج بزرگ می‌شوند و موقعی که به اندازه کافی سنگین شدند، به زمین می‌افتند و می‌بارند (پدیده بارش).

ابرها را از نظر ارتفاع به ابرهای بالایی، میانی و پایینی تقسیم می‌کنند. از نظر

شکل هم آنها را به ابرهای پوششی و جوششی تقسیم کرده‌اند. ابرهای جوششی نشانه هوای ناپایدارند، به طوری که در هوای بسیار ناپایدار، ابرهای ضخیم و تیره‌رنگ کومولونیمبوس ایجاد می‌شوند. به طور کلی، ابرهای بارانزا از پایین بسیار تیره رنگ به نظر می‌رسند. ابرهای پوششی در هوای نسبتاً پایدار تشکیل می‌شوند.

اگر پایه ابر به سطح زمین برسد، مه تولید می‌شود. در بیشتر موارد، مه هنگامی تشکیل می‌شود که هوای مجاور زمین سردتر از طبقات بالاتر اتمسفر باشد. در این حالت، هوا براثر کاهش دما به نقطه اشباع می‌رسد و تراکم در آن انجام می‌پذیرد.

کتابنامهٔ فصل

Barrett, E.C. (1974); *Satellite Climatology;* London: Methuen & Co. Ltd.

Boucher, K. (1975); *Global Climates;* New York: John Wiley & Sons.

Bohr, P. et al. (1971); *Allgemeine Meteorologie;* 2 erw., Auflage: Nr. 1. Deutscher Wetterdienst Offenbach a Moin.

Patton, et al. (1974); *Physical Geography;* 2nd ed., Belmont California U. S. A.: Duxbury Press Wadsworth Publ. Comp.

Strahler, A. N. and A. H. Strahler (1978); *Modern Physical Geography;* New York: John Wiley and Sons.

Thornthwaite, C. W. and J. R. Mather (1957); "Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance," *Publication in Climatology;* Vol. 10, No. 3, Centerton, N. S., U. S. A.: DREXEL Institute of Technology.

فصل هفتم

بارش

۷ـ۱ عاملهای مؤثر در ایجاد بارش

بارش زمانی اتفاق می‌افتد که هوای مرطوب و عامل صعود، هر دو با هم در منطقه‌ای وجود داشته باشند؛ به عبارت دیگر، هوای مرطوب باید تا ارتفاع معینی بالا رود تا براثر سرد شدن آدیاباتیک، به نقطه اشباع برسد و در مرحله بعد، ابر بارش را پدید آورد. نبود هر یک از این دو عامل مانع وقوع بارش می‌شود.

مناطق وسیعی از سطح دریاهای گرم را علی‌رغم داشتن هوای کاملاً مرطوب، بیابان به حساب می‌آورند. قسمتهای شرقی اقیانوس اطلس در مجاورت مراکش و سواحل خلیج‌فارس و دریای عمان از جمله این مناطقند. این مناطق در بیشتر ایام سال، در سیطره مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای هستند و هیچ نوع عامل صعود در آنها مشاهده نمی‌شود. از طرف دیگر، بیابانهای موجود در دامنهٔ باد پناه و سدهای عظیم کوهستانی، مانند کویر نمک ایران و بیابان گُبی چین، براثر نرسیدن رطوبت ایجاد شده‌اند.

صعود هوای مرطوب برای ایجاد بارش به عوامل متعددی نسبت داده شده است. براساس این عوامل صعود، بارش را به انواع جداگانه‌ای تقسیم کرده‌اند. متداولترین این انواع عبارتند از: بارش جبهه‌ای یا سیکلونی، بارش همرفتی و بارش کوهستانی. در این تقسیم‌بندی، به نقش اغتشاشهای سطوح بالا اشاره نشده است.

اگرچه سیکلونها خود بر اثر اغتشاش یا امواجِ سطوح بالا ایجاد می‌شوند، ولی در بیشتر موارد این اغتشاشها آنقدر نیستند که فروباریِ پدید آورند؛ هرچند برای بالابردن هوای مرطوب و ایجاد بارش توان کافی دارند. موجهای واقع در سطوح بالا و سیکلونهای روی زمین براثر تغییرات چرخندگی به وجود می‌آیند و بهتر است که همه اینها را در یک گروه به نام عامل چرخندگی قرار دهیم. عامل کوهستانی، به معنای وسیع کلمه ناشی از ناهمواری سطح زمین است و بهتر آن است که به جای عامل کوهستانی

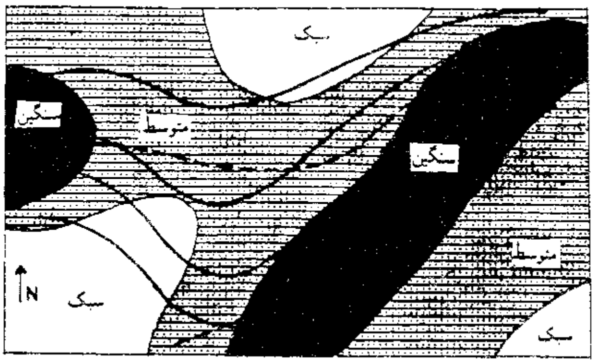
«ناهمواری» به کار رود تا هر گونه اختلاف ارتفاع سطح زمین را شامل شود.

بنابراین، عاملهای مؤثر در صعود عبارتند از: عامل چرخندگی، عامل همرفت و عامل ناهمواری.

۷ـ۲ چرخندگی

در اوایل جنگ جهانی دوم، رُزبای اصل چرخندگی را برای تبیین گردش عمومی هوا و ایجاد امواج بلند بادهای غربی مطرح کرد. بتدریج این اصل مهم جای خود را در علم هواشناسی باز کرد. ژنرت[1] (۱۹۶۰) نشان داد که وزش چرخندگی مثبت، رابطه مستقیم با همگرایی توده هوا در نزدیک سطح زمین و حرکت صعودی هوا دارد که خود به بارش شدید می‌انجامد. رایل[2] و دیگران (۱۹۵۲) از این اصل برای پیش‌بینی بارش استفاده کردند. کلاین[3] (۱۹۴۸) شدت بارش زمستانی را در ارتباط با مقدار چرخندگی مطالعه کرد و نتیجه گرفت که حداکثر بارندگی در زیر منطقه وزش چرخندگی مثبت موجهای بادهای غربی به وقوع می‌پیوندد.

قبلاً هم بحث کردیم (فصل پنجم) که وزش چرخندگی مثبت، باعث انبساط سطوح بالای اتمسفر، و در نهایت، صعود هوای نزدیک به سطح زمین می‌شود. منطقهٔ PVA، در قسمت جلو موجهای بادهای غربی، در نیمه چپ خروجی هسته رودباد و در قسمت شرقی سردچالهای بالا مشاهده می‌شود؛ بنابراین، همه این سیستمها حرکت صعودی ایجاد می‌کنند. شکل ۱ـ۷ پراکندگی بارش را در ارتباط با موجهای بادهای غربی نشان می‌دهد.



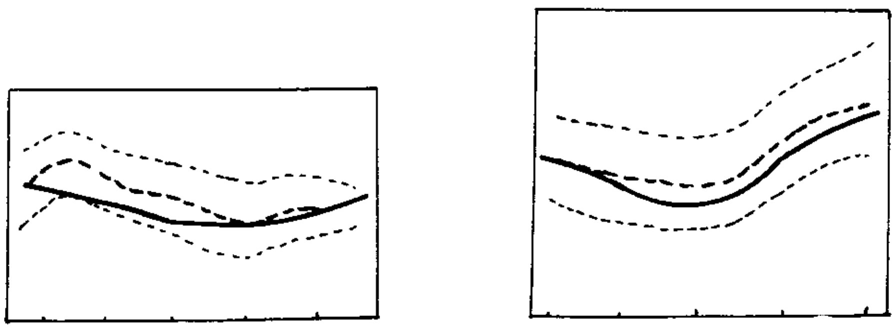
شکل ۷.۱ پراکندگی بارش در یک فرود موج بلند. خطوط باریک، خطوط جریان هستند و مسیرهای سیکلونی با خط ضخیم مقطع نشان داده شده‌اند. منطقه بارش سنگین در زیر منطقه وزش چرخندگی مثبت قرار دارد (کلاین، ۱۹۴۸).

---

1. Jenrette 2. Riehl 3. Klein

براساس این شکل، بیشترین بارش در قسمت جلو موج، یعنی زیر منطقهٔ PVA و کمترین مقدار آن در زیر قسمت عقب موج، یعنی زیر منطقه وزش چرخندگی منفی، رخ می‌دهد.

رابطه بارش با هسته سرعت رودباد در شکل ۲ـ۷ نشان داده شده است.



(ب) (الف)

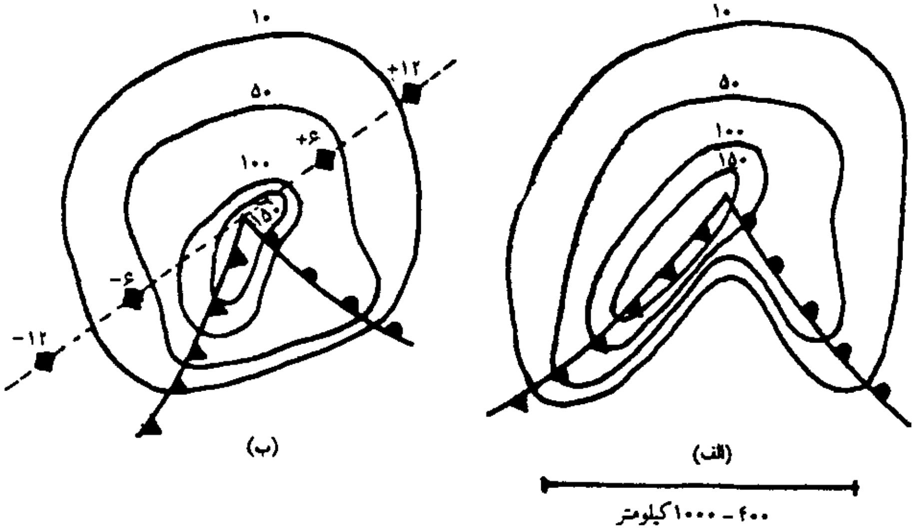
شکل ۲ـ۷ الف) رابطه بارش با محور رودباد جبهه قطبی همراه با فرود؛ ب) رودباد مستقیم. خط پررنگ، رودباد؛ خط پررنگ مقطع، محور متوسط بارش حداکثر و خطوط نقطه‌چین، محدوده شمالی یا جنوبی منطقه بارش را نشان می‌دهند (استارت، ۱۹۴۹).

در تمام رودبادها، مقدار بارش در سمت شمالی رودباد، یعنی در زیر منطقه خروجی سمت چپ هسته سرعت، بیشتر از جاهای دیگر است. احتمال بارش در جنوب رودبادهای همراه با فرودبادهای غربی (شکل ۲ـ۷ الف)، بیشتر از رودبادهای نسبتاً مستقیم است، هرچند در هر دو حالت، گسترش منطقه بارش به طرف شمال رودباد بیشتر است.

بارش حاصل از اغتشاشهای سطوح بالا، اعم از موج کوتاه، رودباد یا سردچالهای بالا، ممکن است در هر لحظه و در تمام مدت شبانه‌روز ایجاد شود و زمان ترجیحی معینی ندارد. معمولاً این نوع بارش شدتی نسبتاً ملایم دارد و طی زمان طولانی‌تری انجام می‌گیرد. مناطق حداکثر بارش که حاصل از اغتشاشهای سطوح بالاست منطقه استقرار فرودهای موج بلند بادهای غربی و مسیر رودبادهای جبهه قطبی و جنب‌حاره است؛ چون حرکت صعودی حاصل از رودباد جنب‌حاره به سطح زمین نمی‌رسد، بارش قابل ملاحظه‌ای در سطح زمین ایجاد نمی‌کند. در بین این عوامل، مسیر رودباد جبهه قطبی و مسیر حرکت موجهای کوتاه مهمترین نقش را در تعیین مکان بارش بازی می‌کنند.

سردچالهای بالا، در صورت استقرار طولانی در یک منطقه، بارش بسیاری را سبب می‌شوند، ولی از آنجا که جلوه آنها خیلی محدود است، در پراکندگی بارش نقش چشمگیری ندارند.

عامل چرخندگی شدید سطح بالا، در صورت قرار گرفتن برروی یک سطح گسستگی (جبهه هوا)، سیکلون ایجاد می‌کند. دراین صورت، بارش سیکلونی رخ می‌دهد. بنابراین، بارش سیکلونی هم از تغییرات سیکلونی که البته شدیدترند ایجاد می‌شود. شکل ۳ـ۷ شدت بارندگی مربوط به یک سیکلون منطقه برون‌حارّه را نشان می‌دهد.



شکل ۳ـ۷ احتمال وقوع بارش (به درصد) در اطراف یک سیکلون ساکن (الف) و یک سیکلون متحرک (ب) برروی زمین هموار؛ مربعهای توپر محل سیکلون را در فاصله‌های زمانی شش ساعته نشان می‌دهند (رابینسون و لوتز[1]، ۱۹۷۸).

بیشترین مقدار بارش، در امتداد جبهه سرد، به طرف شمال مرکز سیکلون رخ می‌دهد. شدت بارش در اطراف جبهه گرم کمتر از جبهه سرد است. بارش جبهه گرم درازمدت است و در منطقه وسیعی به شعاع ۴۰۰ کیلومتر در جلو جبهه رخ می‌دهد. در مقابل، بارش جبهه سرد شدید و کوتاه‌مدت است و در منطقه باریکی به شعاع حدود ۱۰۰ کیلومتر، در پس و پیش جبهه سرد دیده می‌شود. برروی جبهه‌های سیکلون، حرکت صعودی ناشی از تغییرات چرخندگی در ترازهای بالا، با صعود حاصل از

1. Robinson and Lutz

اختلاف وزن مخصوص هوا در دو طرف جبهه همراه می‌شود و بارش به بیشترین حد خود می‌رسد. نتیجه آنکه بارش اطراف جبهه‌ها بیش از جاهای دیگر است. برای نمونه، بارانهای شدید برون‌حاره‌ای همیشه با سیکلون همراه است و از آنجا که هر فروباری، در واقع، با یک موج کوتاه در تراز بالا همراه است، صعود سیکلونی به اجبار از تغییرات چرخندگی نتیجه می‌شود؛ یعنی صعود جبهه‌ای مستقل از عامل چرخندگی نیست.

بارش سیکلونی نتیجه صعود هوای گرم سیکلون است. هوای گرم به علت ناپایداری ذاتی خود، در هر دو جبهه سرد و گرم صعود و در نهایت ایجاد بارش می‌کند؛ بنابراین، هرچه مقدار رطوبت هوای گرم بیشتر باشد، مقدار بارش نیز بیشتر است؛ برای مثال، سیکلونهای جنوب ایران به دلیل دسترسی به رطوبت فراوان خلیج‌فارس و دریای‌عمان، باران شدیدتری تولید می‌کنند؛ در صورتی که سیکلونهای شمال ایران چون از منبع رطوبتی دریای مدیترانه و خلیج‌فارس دورند، بارش ملایمتر و نسبتاً کمتری تولید می‌کنند.

سن سیکلون در میزان بارش اثر دارد. سیکلونهای مدیترانه‌ای، در اوایل عمر خود، در منطقه لبنان و سوریه بارش بسیار تولید می‌کنند، در صورتی که همین سیکلونها که در زمان پیری به فلات ایران و افغانستان می‌رسند، بارش کمتری به وجود می‌آورند؛ زیرا در زمان مرگ سیکلون، هم از مقدار حرکت صعودی و هم از مقدار رطوبت آن، به طور چشمگیری کاسته می‌شود.

اغتشاشهای حاصل از تغییرات سیکلونی از جمله عوارض عمده فصل یا زمان سرد به شمار می‌آیند. در فصل سرد، بادهای غربی گسترش پیدا می‌کنند و با خود سیستمهای سیکلونی را به ارمغان می‌آورند؛ بنابراین، عامل چرخندگی، بویژه سیکلونها، از عوامل عمده و مهم ایجاد بارش در فصل سرد در منطقه برون‌حاره‌اند.

۷ـ۳ همرُفت

همرفت توده هوا در مقیاسهای محلی و در نتیجهٔ ناپایداری صورت می‌گیرد. وسعت مکانی عملکرد این عامل خیلی کوچکتر از عامل چرخندگی است، اما در صورت مساعد بودن شرایط، رگبارهایی شدید به وجود می‌آورد.

برخلاف چرخندگی که عملکرد آن دو توده هوای متفاوت را دربرمی‌گیرد، همرفت در داخل یک توده هوا عمل می‌کند. ناپایداری همرفتی موقعی حاصل می‌شود که توده هوا، در یک سطح معین، گرمتر از هوای مجاور خود بشود.

گرم‌شدن توده هوا نسبت به محیط اطراف خود، در نزدیکی سطح زمین به دو طریق اتفاق می‌افتد. اول اینکه ممکن است یک قسمت از زمین در منطقه‌ای وسیع، انرژی تابشی بیشتری نسبت به اطراف کسب کند و بتدریج تا آنجا گرم شود که گرمای آن، قسمت زیرین توده هوای بالایش را گرمتر از هوای مجاور خود کند. چنین هوایی ناپایدار می‌شود. دوم اینکه توده هوا در مسیر حرکت خود از مناطق گرم عبور کند. گرمای چنین منطقه‌ای از طریق رسانایی به هوای گذرنده منتقل می‌شود و قسمت زیرین آن را گرمتر از قسمتهای بالایی‌اش می‌کند.

صعود همرفتی با ابرهای جوششی که در صورت شدت به برج شبیه می‌شوند همراه است. ابرهای جوششی یادشده از نوع کومولوس و در حالتهای شدید از نوع کومولونیمبوس هستند که از پایین، منظره صفحاتی خیلی تیره، و از بالا منظره‌ای خیلی روشن دارند و برروی تصاویر ماهواره‌ای به صورت نقاطی روشن می‌درخشند. تصاویر ماهواره‌ای بهترین تأییدکننده برای موضعی و شدید بودن صعود و بارش حاصل از عملکرد همرفتند.

همرفت حرارتی

باران ایجاد شده از طریق یادشده را رگبارهای گرمایی می‌نامند. در بررسی تابش اشاره کردیم که مقدار دریافت انرژی تابشی برروی زمین به زاویه تابش، طول مدت تابش و شرایط اتمسفری، یعنی به طول مدت روز و صاف بودن هوا، بستگی دارد و در جاهایی که آفتاب عمودتر بتابد، انرژی تابشی دریافت شده بیشتر است.

وضع پوشش گیاهی نیز در دریافت تابش اثر می‌گذارد. منطقه‌ای مسطح با پوشش گیاهی کمتر در نواحی جنگلی، بیشتر از مناطق با پوشش متراکم انرژی تابشی کسب می‌کند و در نتیجه، هوای بالای چنین منطقه‌ای گرمتر از اطراف خود می‌شود، در صورتی‌که در قشرهای اتمسفری بالاتر، وضع دما در بالای جنگل و زمین برهنه‌تر یکنواخت است. هوای نسبتاً گرم روی زمین تا ارتفاعی که ناپایداری آن از بین نرفته است صعود می‌کند؛ بنابراین، دریافت انرژی تابشی توده هوا از سطح زمین باید به اندازه‌ای باشد که وضع ناپایداری آن را، حداقل تا ارتفاع تشکیل ابر، تأمین کند. رگبارهای سواحل وسیع بیشتر از این نوعند. در اینگونه مناطق، نسیم دریا در تابستان هوای مرطوب را به داخل خشکی می‌آورد. در طول روز، براثر تابش آفتاب، سطح

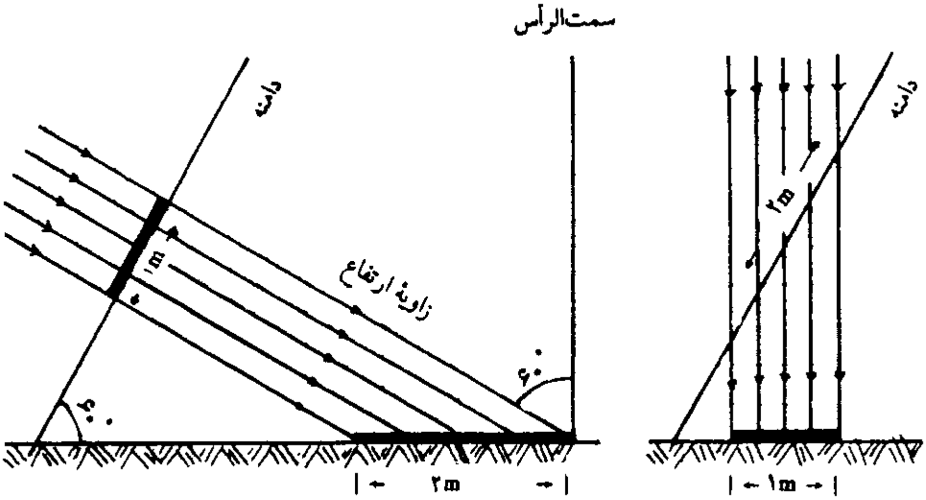
زیرین هوای مرطوب دریایی گرم و ناپایدار می‌شود. هوای مرطوب ناپایدار صعود می‌کند و به ایجاد بارش می‌انجامد.

بیشتر رگبارهای گرمایی در بعد از ظهر اتفاق می‌افتند؛ چون کسب انرژی تابشی، در این موقع از روز، به حداکثر خود می‌رسد. بارش رگبارهای گرمایی در داخل خشکیها نیز امکانپذیر است، به شرط آنکه به طریقی رطوبت کافی به چنین منطقه‌ای آورده شود. دریاچه‌های داخلی و رودخانه‌ها می‌توانند رطوبت لازم را تأمین کنند.

در مناطق حارّه‌ای، در بیشتر ایام سال و در عرضهای جغرافیایی بالا، در فصل گرم، بیشترین مقدار بارش از صعود همرفتی حاصل می‌شود. در شبها و روزهای ابری که ابرها جلو دریافت انرژی تابشی توسط زمین را می‌گیرند، همرفت نیز به حداقل می‌رسد. رگبارهای گرمایی منطقه برون‌حارّه در توده‌های هوای سیکلونها ایجاد می‌شود.

زاویه تابش نیز در دریافت محلّی انرژی تابشی نقشی مهم دارد. در مناطق کوهستانی، دامنه‌های آفتابگیر، در بهار و پاییز، انرژی تابشی بیشتری دریافت می‌کنند؛ زیرا در این فصلها زاویه تابش آفتاب بر دامنه‌های یادشده عمودتر از زمینهای مسطح است؛ در نتیجه، انرژی تابشی بیشتری روی دامنه ذخیره می‌شود و همین امر هوای روی دامنه را گرمتر می‌کند. از طرف دیگر، هوای بالای زمین مسطح مجاور کوه، به علت کمتر بودن زاویه تابش، حرارت کمتری دریافت می‌کند و به همین دلیل، به ارتفاع همسطح دامنه منتقل نمی‌شود؛ در نتیجه، هوای بالای زمین مسطح، در ارتفاع همسطح دامنه کوه، سردتر از هوای روی دامنه است. این اختلاف دما به ناپایداری هوای روی دامنه می‌انجامد و سبب صعود آن می‌شود. فرایندی را که شرح دادیم «همرفت دامنه‌ای» می‌نامند که پدیده ویژه دامنه‌های آفتابگیر در نواحی برون‌حارّه است. شکل ۴-۷، تفاوت دریافت انرژی را براساس زاویه تابش روی دامنه و سطح مسطح نشان می‌دهد.

تفاوت حرارتی بین هوای روی دامنه و اتمسفر مجاور آن، در تابستان، کاهش می‌یابد، به طوری که ناپایداری هوا در این فصل ایجاد نمی‌شود. عدم ایجاد ناپایداری هوا به دلیل آن است که براثر ارتفاع زیاد خورشید، تفاوت زاویه تابش بر دامنه و بر سطح مسطح خیلی کم و هوا تا ارتفاعهای خیلی بالا گرم می‌شود.



شکل ۷.۴ رابطه زاویه تابش با ناهمواری؛ زاویه تابش در دامنه کوه عمودی‌تر از سطح مسطح است و درنتیجه انرژی بیشتری دریافت می‌کند.

در نواحی کوهستانی شمال غرب ایران، بارش بهاره بیشتری رخ می‌دهد، هوای مرطوب مدیترانه براثر گسترش بادهای غربی در زمستان به این منطقه وارد می‌شود و پس از پسروی بادهای غربی در آنجا باقی می‌ماند. این هوای مرطوب، در بهار، بر اثر تابش زیاد خورشید برروی دامنه‌های آفتابگیر و ایجاد ناپایداری، صعود و ایجاد بارش می‌کند.

رگبارهای گرمایی به ناپایداری هوای اتمسفری قابل‌ملاحظه‌ای نیاز دارند، تاحدی که چه بسا گرم شدن سطح زمین، بتنهایی نتواند این میزان از ناپایداری را به وجود آورد و وضعیت سطوح بالای اتمسفر در جلوگیری یا تشدید این حالت نقش مهمی دارد؛ مثلاً در تابستان، در نواحی گرم و مرطوب سواحل خلیج‌فارس، هیچ نوع ابری پدید نمی‌آید و بارانی نمی‌بارد، در صورتی که براثر تابش بیشتر آفتاب در قشرهای اتسمفری مجاور با سطح زمین، ناپایداری کافی ایجاد می‌شود. در این موقع از سال، جنوب ایران زیر نفوذ پرفشار جنب‌حاره‌ای قرار دارد و حرکت عمودی اتمسفر تا ارتفاعاتی خیلی پایین‌تر از سطح اشباع، نزولی است و درنتیجه، مانع صعود هوای مجاور سطح زمین تا سطح اشباع و تراکم می‌شود.

اما از طرف دیگر، در سواحل دریای خزر که خارج از استیلای پرفشار جنب‌حاره‌ای است، بارش همرفت تابستانی رخ می‌دهد. نقشه‌های هوا نشان می‌دهد

که در این منطقه نیز بارش همرفتی موقعی شدید است که جوّ بالا مساعدتر باشد؛ برای مثال، زمانی که حتی یک موج کوتاه خیلی ضعیف در منطقه وجود داشته باشد، اثر ناپایداری سطح زمین را شدیدتر می‌کند، اگرچه این موج کوتاه ضعیف هرگز بتنهایی نمی‌تواند هوای مرطوب سطح زمین را تا مرز اشباع و تولید بارش بالا ببرد، موجهای کوتاه ضعیف که در تابستان از حاشیه استوایی بادهای غربی از شمال ایران می‌گذرند، وضعیت باروکلینیک به اتمسفر منطقه می‌دهند. بنابراین، صعود همرفتی بتنهایی ناپایداری کافی در سطح زمین ایجاد نمی‌کند و باید در قشرهای بالای اتمسفر هم شرایط مساعد باشد؛ یعنی عامل چرخندگی هم دخالت کند (ژنرت، ۱۹۶۰).

همرفت وزشی

اگر توده هوای سردی از روی سطح گرم دریا یا خشکی عبور کند، لایه زیرین آن براثر مجاورت با آن سطح گرم می‌شود، در حالی که قسمتهای بالای این توده هوا، سرمای اولیه خود را همچنان حفظ می‌کنند. در این صورت، به دلیل اختلاف دما، اختلاف وزن مخصوص ایجاد شده، هوا ناپایدار می‌شود.

عبور هوای سرد از روی منطقه گرم را وزش سرد می‌نامند. بهترین نمونه اینگونه وزش، عبور هوای سرد و خشک سیبری از روی دریای خزر است. در اواخر پاییز که دریای خزر هنوز تا حدی گرم است و زمین سیبری خیلی سرد شده است، مرکز پرفشار در سیبری به وجود می‌آید که بادها را از حاشیه جنوب غربی خود به طرف دریای خزر هدایت می‌کند. این هوای خشک و سرد با عبور از روی دریای گرم، رطوبت و گرما می‌گیرد و بتدریج از زیر گرمتر و مرطوبتر و در نهایت ناپایدار می‌شود. ناپایداری هوای یادشده برروی دریا تا آنجا می‌رسد که باران ایجاد می‌کند. گواه این مطلب بارش زیاد در بندر انزلی نسبت به نواحی دیگر ساحل خزر است. بادهای برخاسته از سیبری، تا رسیدن به بندر انزلی، مسیری طولانی‌تر را طی می‌کنند. در فصول دیگر سال، یا خشکی گرم شده است یا دریا به سردی گراییده است، به طوری که اختلاف دمای بین آنها کمتر از حداقل است (حداقل اختلاف دما حدود ۱۰ درجه سلسیوس است).

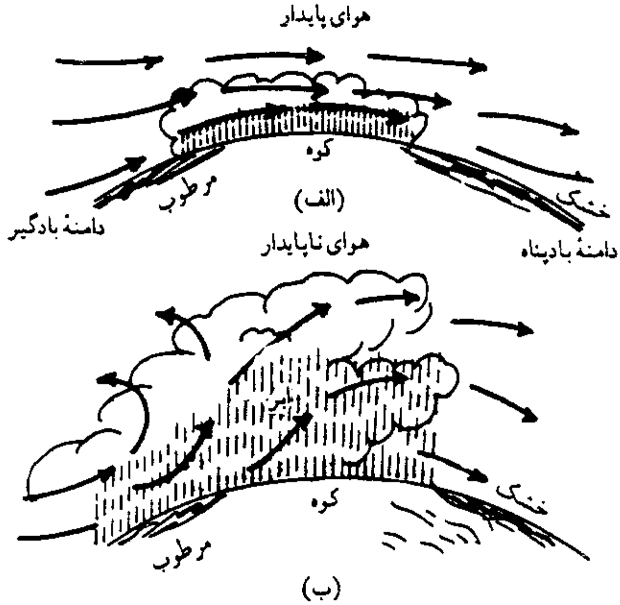
وزش هوای سرد برروی نواحی گرم خشکی نیز صورت می‌گیرد. هوای سرد واقع

در پشت جبهه سرد، وقتی به زمینهای گرم می‌رسد، از زیر گرم و ناپایدار می‌شود. در این مورد نیز حداقل اختلاف لازم به آسانی حاصل می‌شود. یادآور می‌شویم که در این موارد، رطوبت لازم برای ایجاد بارش از خود هوای سرد تأمین می‌شود؛ بنابراین، اگر هوای سرد از اقیانوسهای شمالی منشأ گرفته باشد، بارش بیشتری تولید می‌کند؛ در غیراینصورت، یا اصلاً بارش صورت نمی‌گیرد یا اینکه مقدار آن خیلی کم است. سرزمینهای ساحلی و مسطح واقع در عرضهای جغرافیایی بالا، در شرق اقیانوسها، در تابستان چنین بارشی دارند. هوای سرد و مرطوب اقیانوس، در روزهای فصل گرم سال، پس از ورود به خشکی، از زیر گرم و ناپایدار می‌شود و بارشهای محلّی ایجاد می‌کند.

۴ـ۷ ناهمواری

ناهمواری سطح زمین، در واقع، عامل صعود نیست، بلکه مانع حرکت افقی توده هواست و توده هوا را وامی‌دارد که از روی دامنه به طرف قله کوه حرکت کند و از آن بگذرد. با استقرار سیستم فشار در یک منطقه ممکن است بادها به اجبار از دامنه کوه بالا روند که ضمن این حرکت، دمای توده هوا کاهش می‌یابد. زمانی فرامی‌رسد که براثر کاهش دما، گنجایش نگهداری رطوبت هوا از میزان رطوبت موجود کمتر می‌شود و در نتیجه، تراکم آغاز و ابر و باران ایجاد می‌شود.

مقدار بارش معمولاً در دامنهٔ بادگیر بیشتر است. در کوههای مرتفع، منطقه حداکثر بارش پایین‌تر از قله کوه است و در کوههای پست (با ارتفاع کمتر از ۱۰۰۰ متر)، بارش به دامنه بادپناه نیز گسترش می‌یابد. مقدار بارش به ناپایداری تودهٔ هوا، رطوبت موجود در آن و مقدار شیب کوه بستگی دارد. صعود توده هوای پایدار فقط بر دامنه کوه انجام می‌گیرد. این توده هوا ضمن صعود اجباری خود پایدارتر می‌شود و از نظر ارتفاع گسترش نمی‌یابد. اگر از چنین توده‌ای از هوا ابر ایجاد شود، از نوع استراتوس است (شکل ۵ـ۷)، اما توده هوای ناپایدار، ضمن صعود اجباری، ناپایدارتر می‌شود و علاوه بر حرکت رو به بالا روی دامنه کوه، حرکت همرفتی نیز در جهت عمودی پیدا می‌کند که باعث رشد ابرهای کومولوس و بارش زیاد می‌شود.



شکل ۷ـ۵ صعود هوای پایدار (الف) و ناپایدار (ب) از روی دامنه کوه؛ از صعود هوای پایدار، اغلب ابرهای پوششی یا مه ایجاد می‌شود و بارش حاصل ـ در صورت حدوث ـ سبک است، اما صعود هوای ناپایدار، ابرهای جوششی ضخیم و بارش سنگین تولید می‌کند (ترووارتا و دیگران، ۱۹۶۸).

عامل ناهمواری در مقیاس خیلی کوچکتر نیز بارش ایجاد می‌کند؛ برای مثال، موقعی که هوای مرطوب و ناپایدار دریا به ساحل برسد، به علت ناهمواری سطح خشکی در ساحل، از سرعت حرکت لایه‌های زیرین هوا کاسته می‌شود و هوای بالایی لایه‌های عقبی هوا، بناچار از روی این هوای پایینی لایه‌های جلویی بالا می‌رود. در این حالت، هوای جلویی برای هوای عقبی به منزله دامنه کوه می‌شود. ادامه و گسترش این عمل ممکن است به تراکم و ایجاد بارش در هوای بالایی منجر شود. این فرایند، روی سواحل، در زمستان و پاییز (فصل سرد) اتفاق می‌افتد و در فصل گرم سال، عامل صعود همرفتی نیز به آن کمک می‌کند.

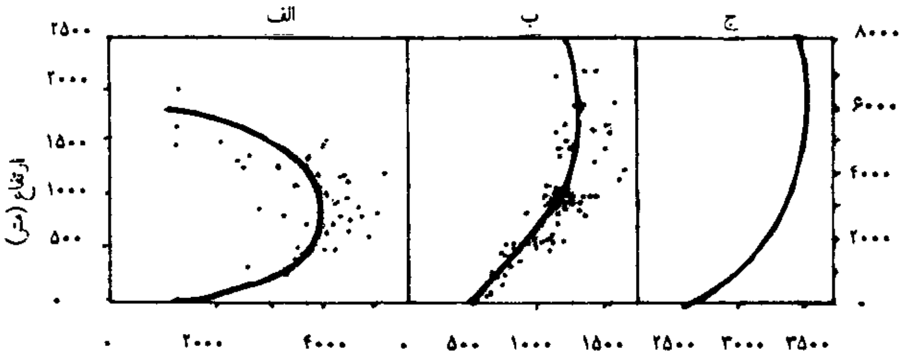
در ارتباط با تأثیر عامل ناهمواری، مطالعات بسیاری انجام شده است که از آن جمله مطالعات هسترنرت[1] (۱۹۶۷) و آرمسترانگ[2] (۱۹۶۷) را می‌توان نام برد. شکل ۷ـ۶ رابطه بین ارتفاع دامنه و میزان بارش را نشان می‌دهد.

---

1. Hasternrath 2. Armstrong

حداکثر بارش در منطقه حارّه تا ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متری است و مقدار بارش در قله، خیلی کمتر است، ولی در منطقه برون‌حارّه، از دامنه تا قله کوه مقدار بارش افزایش می‌یابد. عمده‌ترین تأثیری که کوهستانها دارند، پراکندگی مکانی بارش است؛ برای مثال، در ساحل شمال غربی امریکا، به علت وجود کوههای رُشوز، بیشتر رطوبت اقیانوس‌کبیر در ساحل دریا می‌بارد، در صورتی که در شمال غربی اروپا، چون رشته کوهی نیست که مانعی به شمار آید، هوای مرطوب اقیانوس‌اطلس تا قلب خشکی اوراسیا[1] پیشروی می‌کند.

کوهها، از یک جهت، به وقوع یا افزایش بارش کمک می‌کنند. قطرات ریز باران ممکن است در مناطق پست، ضمن سقوط طولانی خود، قبل از آنکه به سطح زمین برسند، دوباره بخار شوند؛ اما در مناطق کوهستانی، به دلیل کوتاهی فاصله بین قله کوه و «پایه ابر»، این قطرات تبخیر نمی‌شوند و به صورت باران برروی آن می‌نشینند؛ بنابراین، همیشه بارش در نواحی مرتفع بیشتر از نواحی مسطح مجاور است. بلورهای برف ممکن است تا رسیدن به سطح زمین ذوب شوند و به صورت باران درآیند، در حالی که در بالای کوه، به علت کوتاهی مسیر سقوط، ممکن است به صورت برف فرو ریزند. بدین جهت است که معمولاً در روی کوهها برف و در زمینهای پست مجاور باران می‌بارد.



شکل ۶.۷ رابطه بارش با ارتفاع دامنه کوه در عرضهای جغرافیایی مختلف؛ نقاط معرف ایستگاههای باران‌سنجی مطالعه شده است. الف) ارتفاعات گواتمالا در ۱۴ـ۱۵ درجه شمالی؛ ب) کوههای سیرانوادا در کالیفرنیا، ۳۸ـ۳۹ درجه شمالی؛ ج) کوه المپیک در ایالت واشینگتن، ۴۸ درجه شمالی (بری و کورلی، ۱۹۸۲).

1. Urasia

تعیین میزان بارش در نتیجه صعود خالص کوهستانی نسبتاً دشوار است. به طور کلی می‌توان گفت میزان آن نیز در مقایسه با عملکرد عامل چرخندگی خیلی کم است. الیوت و هووبند[1] (۱۹۶۴) مقدار باران حاصل از تراکم در نتیجه صعود در کوهستان را حدود ۲۵ درصد کل آب متراکم شده در دامنه بادگیر کوه تخمین زده‌اند. بارش کوهستانی خالص، فقط در شبهای زمستانی که هیچگونه عامل چرخندگی در منطقه مؤثر نباشد، قابل تخمین است.

۷ـ۵ توزیع بارش

نحوه پراکندگی بارش را بر روی زمین عوامل به وجود آورنده آن، یعنی عامل صعود و منبع رطوبت، تبیین می‌کنند. درجایی که تأثیر این دوعامل مطلوب باشد، حداکثر بارش رخ می‌دهد و در جایی که هیچکدام از این عوامل مؤثر نباشند، میزان بارش به حداقل ممکن می‌رسد و حتی در بیشتر موارد اصلاً بارشی رخ نمی‌دهد؛ بنابراین بر نقاط روی زمین به نسبت مساوی باران نمی‌بارد.[2] از این نظر، مناطق روی زمین را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد: نواحی پرباران یا خیلی مرطوب، نواحی کم باران یاکم آب و نواحی با بارش متوسط.

مناطق پرباران

نواحی پرباران نواحی‌ای هستند که در آنها، یک یا هر دو عامل به وجود آورنده بارش به نحوی مؤثر عمل می‌کنند. این نواحی، از نظر مکانیسم صعود، جاهایی هستند که در آنها عامل چرخندگی، ناهمواری، گرم شدن زمین، و دریا به صورت انفرادی یا ترکیبی مؤثرند. از نظر منبع رطوبت هم نواحی مجاور دریاها بارندگیهای شدیدی دارند.

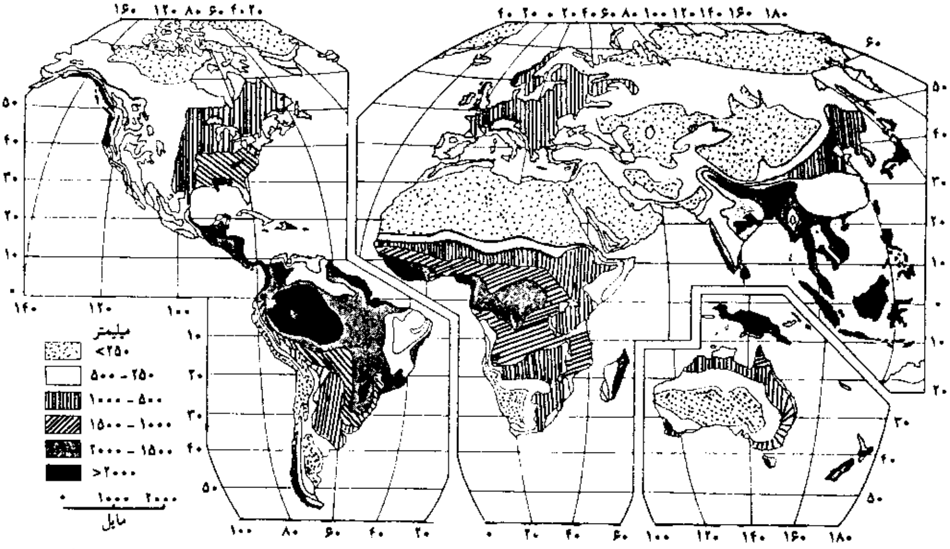
عامل چرخندگی در سیکلونهای حارّه‌ای بیشتر است. عامل همرفتی در منطقه کمربند همگرایی حارّه‌ای مؤثرتر از دیگر جاهاست. عامل ناهمواری بتنهایی قادر به ایجاد بارشهای زیاد نیست و در واقع، اثر عوامل دیگر را تشدید می‌کند.

شکل ۷ـ۷ نتیجه تأثیر عوامل یاد شده را در نقشه پراکندگی بارش برروی زمین که از چند ناحیه مهم تشکیل شده است نشان می‌دهد. این نواحی عبارتند از: اطراف کمربند همگرایی بین حارّه‌ای، مسیر سیکلونهای برون‌حارّه‌ای، منطقه موسمی جنوب شرقی آسیا، مناطق غرب قاره‌ها در منطقه برون‌حارّه‌ای و نواحی شرق قاره‌ها در منطقه حارّه‌ای.

---

1. Elliot and Hovind

۲. لوح ۱۲ پراکندگی بارش سالانه را نشان می‌دهد.



شکل ۷.۷ پراکندگی بارش در سطح کره زمین به میلیمتر (اولیور، ۱۹۷۳)؛ برای توضیح به متن مراجعه کنید.

کمربند همگرایی حارّه‌ای جایی است که در آن این شرایط برقرار است:

۱. بادهای بسامان دو نیمکره به هم می‌رسند و به طرف بالا صعود می‌کنند؛

۲. دمای هوا در این ناحیه، براثر تابش عمودی آفتاب در طول سال، خیلی بالاست، به طوری که اکثر اوقات در آنجا ناپایداری گرمایی ایجاد می‌شود؛

۳. این ناحیه محل تولید سیکلونها و طوفانهای حارّه‌ای است؛

۴. کمربند یاد شده، بیشتر از روی اقیانوسها می‌گذرد و در روی قاره‌ها نیز به مناطق رطوبت داخلی، مانند رودخانه‌ها، دسترسی دارد.

منطقه پرباران، تقریباً همه جا منطبق بر محل استیلای کمربند همگرایی حارّه‌ای است که در اقیانوس آرام، در فاصله حدود ۵ درجه تا شمال خط استوا قرار دارد و در امریکای مرکزی در ساحل غربی و در امریکای جنوبی در ساحل چوکو[1] و دره آتراتو[2]، واقع در کلمبیا، مشاهده می‌شود. برروی دریای گرم و مسیر سیکلونهای حارّه‌ای، عوامل ایجاد بارش زیادند و در روی خشکی هم عامل ناهمواری میزان بارش را تشدید می‌کند؛ برای مثال، بارش منطقه ساحلی چوکو در کلمبیا حدود ۷۱۳۷ میلیمتر در سال است (پاتون، ۱۹۷۴). در حوزه آمازون، به علت رطوبت فراوان و گرمای شدید در طول سال،

---

1. Choco　　2. Atrato

بارش نسبتاً فراوان است، به طوری که بارش سالانه حوزه آمازون به بیش از ۲۰۰۰ میلیمتر می‌رسد. ساحل شمال شرقی امریکای جنوبی، از گویان تا شمال برزیل نیز جزو مناطق پرباران به شمار می‌آید که تحت سلطه کمربند همگرایی حاره‌ای است. این باریکه ساحلی را به طرف شرق، باریکه‌ای نسبتاً کم‌باران از منطقه پر باران شرق برزیل جدا می‌کند.

در افریقا، منطقه پرباران کمربند همگرایی حاره‌ای در منطقه ساحلی کشورهای سیرالئون و لیبریا و به طرف شرق در کشورهای نیجریه و کامرون مشاهده می‌شود. منطقه سیرالئون ـ لیبریا، در تابستان نیمکره شمالی، از بادهای بسامان جنوب شرقی که از روی خلیج گینه می‌گذرند تأثیر می‌پذیرد و چون در این فصل، کمربند همگرایی حاره‌ای به شمال سیرالئون جابه‌جا می‌شود، بادهای جنوب شرقی، پس از گذشتن از روی خط استوا، به طرف شمال شرق منحرف می‌شوند و تا کمربند همگرایی حاره‌ای می‌رسند که بارانی فراوان، تقریباً شبیه به بارانهای موسمی هندوستان، ایجاد می‌کنند. در زمستان نیمکره شمالی، این منطقه زیر نفوذ بادهای بسامان شمال شرقی از بیابان بزرگ افریقا قرار می‌گیرد. بارش سالانه، در کشورهای نیجریه و کامرون، اساساً در نتیجه ناپایداری خود کمربند همگرایی حاره‌ای حاصل می‌شود. بارش در منطقه رودخانه کنگو به اندازه منطقه مشابه خود (آمازون) نیست؛ زیرا رطوبت فقط از طرف غرب به حوزه کنگو وارد می‌شود، در صورتی که حوزه آمازون بسیار وسیع و از هر طرف باز است.

بارانهای کمربند همگرایی حاره‌ای، در اقیانوس آرام در دو طرف خط استوا و در اقیانوس هند تقریباً در جنوب خط استوا می‌بارند. در مجموع، مناطق پرباران حاصل از کمربند همگرایی حاره‌ای در روی خشکیها عبارتند از: ساحل غربی امریکای مرکزی، ساحل غربی کلمبیا، ساحل شمال شرقی امریکای جنوبی، حوزه مرکزی آمازون، کشورهای سیرالئون و لیبریا، حوزه کنگو در کشورهای نیجریه و کامرون، و مجمع‌الجزایر اندونزی.

بارانهای موسمی آسیای جنوب شرقی نیز در اصل براثر تغییر مکان کمربند همگرایی حاره‌ای به وجود می‌آیند، با این تفاوت که در اینجا تغییر مکان فصلی کمربند همگرایی حاره‌ای خیلی بیشتر از دیگر نواحی روی زمین است، به طوری که این کمربند در ماههای تیر و مرداد، تا دامنه جنوبی هیمالیا تغییر مکان پیدا می‌کند؛ در نتیجه، بادهای بسامان جنوب شرقی، در تابستان نیمکره شمالی، تا رسیدن به کمربند همگرایی حاره‌ای از خط استوا می‌گذرند و پس از آنکه جهت جنوب غربی پیدا کردند، به سواحل غربی

هندوستان و برمه برخورد می‌کنند. این بادها چون مسیری بسیار طولانی از روی دریای گرم طی کرده‌اند، تا ارتفاع نسبتاً زیاد، ناپایداری بسیار دارند و در نتیجه باران شدیدی تولید می‌کنند. در اینجا، عامل ناهمواری تأثیر تشدید کننده دارد، به طوری که ریزش باران زیاد در دامنه غربی کوههای گات غربی[1]، واقع در ساحل غربی شبه جزیره دکن، متمرکز می‌شود و دامنه شرقی این کوهها باران خیلی کمتری دریافت می‌کند. بادهای موسمی که به خلیج بنگال می‌رسند، به جریان فروبار گنگ وارد می‌شوند و در نهایت به دامنه جنوبی کوههای هیمالیا می‌رسند. در اینجا، عامل تشدید کننده کوهستان سبب ریزش بیشترین باران می‌شود، تا حدی که مقدار بارش سالانه در چراپونجی[2] به حدود ۱۰ الی ۱۲ متر در سال می‌رسد.

نواحی پرباران منطقه برون‌حارّه بر مسیر سیکلونهای برون‌حارّه منطبق است. البته مقدار باران در همه جای این مسیرها به اندازه مقدار باران در اطراف کمربند همگرایی حارّه‌ای نمی‌رسد. در این مناطق، در جایی که کوهها جلو هوای مرطوب را بگیرند، بارش در منطقه‌ای محدود متمرکز می‌شود و مقدار آن به اندازه مقدار بارش در نواحی مرطوب حارّه‌ای می‌رسد. این نواحی، در نیمکره شمالی، بین مدارهای ۴۰ـ۶۰ درجهٔ شمالی، غرب قاره‌های امریکا و اروپا و در نیمکره جنوبی، منتهی‌الیه جنوبی شیلی و ساحل غربی تاسمانی و نیوزیلند را در برمی‌گیرند. پربارانترین منطقه در عرضهای جغرافیایی برون‌حارّه در ساحل غربی امریکا، از برتیش کلمبیا تا ایالت اورگان در دامنه غربی کوههای رشوز ادامه دارد. در اینجا، هوای مرطوب اقیانوس آرام، در طول سال، توسط سیکلونها به دامنه کوههای رشوز برخورد می‌کند و در نتیجهٔ توأم شدن تأثیر عامل چرخندگی و عامل ناهمواری، بارش بسیار فرو می‌بارد.

بارش سالانه در شمال غرب اروپا به اندازه شمال غرب امریکا نیست؛ زیرا در اروپا نوار کوهستانی بزرگی وجود ندارد که جلو هوای مرطوب اقیانوس اطلس را بگیرد؛ بنابراین، هوای مرطوب و ناپایدار تا عمق زیادی در خشکی پیش می‌رود و در منطقه‌ای وسیع ایجاد بارندگی می‌کند.

در منطقه برون‌حارّه‌ای، علاوه بر سیکلونهای نزدیک به سطح زمین، اغتشاشهای سطوح بالای اتمسفر نیز بتنهایی، ایجاد ناپایداری و بارش می‌کنند، اما حداکثر بارش

1. Western Ghats 2. Cherrapunji

در جایی رخ می‌دهد که بیشتر ایام سال را در مسیر سیکلونهای سطح زمین باشد و بارش در دیگر نواحی مقداری متوسط دارد.

چهارمین منطقه پرباران روی زمین، حاشیه غربی مراکز پرفشار جنب حارّه‌ای در شرق قاره‌هاست. جهت گردش هوا در مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به گونه‌ای است که هوا در حاشیه شرقی آن از عرضهای بالا به عرضهای پایین و در حاشیه غربی آن از عرضهای پایین به عرضهای بالا حرکت می‌کند. توده هوا که به حاشیه شرقی می‌رسد، به علت گذر طولانی از روی آبهای گرم اطراف استوا ناپایدار می‌شود (این درست مشابه وضعیتی است که در هوای موسمی جنوب هندوستان اتفاق می‌افتد) و بارشهای سنگین ایجاد می‌کند؛ بنابراین، مکانیسم عمده در صعود هوای این منطقه، همرفتی است. اینگونه بارش که از ناپایداری غرب مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای حاصل می‌شود، در جنوب شرقی قاره امریکای شمالی، شرق چین، شرق برزیل، ساحل شرقی امریکای مرکزی و شرق جزیره ماداگاسکار می‌بارد. ساحل شرقی افریقا، به علت وضع خاص ساحل آن، از این بارش محروم است. در اینجا، برخلاف ساحل برزیل، خط ساحلی موازی با بادهای ناپایدار است و در نتیجه بادهای مرطوب و ناپایدار به ساحل برخورد نمی‌کنند و لذا بارانی در آنجا نمی‌بارد.

به استثنای منطقه موسمی در جنوب شرقی آسیا که بارش تابستانی در آن چندین برابر بارش زمستانی است، در سایر نواحی پرباران روی زمین، رژیم فصلی چشمگیری مشاهده نمی‌شود و بارش در تمام سال می‌بارد، اما به هر حال، در اینجا هم زمستان دوره‌ای کم آب محسوب نمی‌شود و کمبود آب چندان محسوس نیست. در مجموع، ۳۰ـ۷۰ درصد بارش سالانه این منطقه در فصل سرد سال می‌بارد.

مناطق کم‌باران

مناطق کم‌باران جاهایی هستند که حداقل یکی از دو عامل بارش در آنجا عمل نمی‌کند؛ بنابراین، وضعیت این مناطق درست عکس مناطق پرباران است. این مناطق عبارتند از:

۱. جاهایی که عامل چرخندگی عمل نمی‌کند؛ یعنی مناطق دور از مسیرهای سیکلونی منطقه حارّه و برون‌حارّه هستند.

۲. جاهایی که ناپایداری حاصل از همرفتی وجود ندارد؛ یعنی مناطق دور از کمربند همگرایی حارّه‌ای‌اند.

۳. دامنه بادپناه کوهها که رطوبت در آنجا به حد کافی نمی‌رسد.
۴. نواحی دور از منابع بزرگ رطوبت، مانند مناطق مرکزی قاره‌های بزرگ.
۵. مناطق دارای دمای پایین.

وجود نواحی کم‌باران در هر کدام از عرضهای جغرافیایی به دلیل فقدان یکی از عوامل به وجود آورنده بارش است. در ادامه بحث، در باره هر کدام از آنها جداگانه سخن خواهیم گفت.

۱. مناطق کم‌باران حارّه‌ای

در دو طرف کمربند همگرایی حارّه‌ای تا حاشیه قطبی، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای دیده می‌شود. عامل اصلی کاهش باران در این منطقه، نبود مکانیسم صعود، و به عبارت دیگر، وجود پایداری دینامیک در توده هواست. نمونه بارز منطقه کم‌باران در عرضهای پایین، بیابان بزرگ افریقاست. در زمستان، مرکز پرفشار جنب حارّه‌ای در جنوب دریای مدیترانه و روی غرب افریقا قرار دارد، به طوری که مانع ورود سیکلونهای منطقه برون‌حارّه به بیابان بزرگ افریقا می‌شود. در روی زمین، در قلمرو این بیابان نیز به علت وسعت زیاد خشکی و آلبدوی بیشتر، مرکز پرفشار ایجاد می‌شود که خود مانعی برای ورود بادهای بارانزا از منطقه برون‌حارّه به آنجاست. کمربند همگرایی بین حارّه‌ای نیز به طرف جنوب خط استوا کشیده شده است. به طور کلی، بیابان بزرگ قلمرو وزش بادهای بسامان خشک و سرد است، به استثنای باریکه ساحل مدیترانه‌ای افریقا که از بارانهای منطقه برون‌حارّه بهره‌مند می‌شود.

در تابستان، مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای برروی بیابان افریقا، در جهت شمال و شرق گسترش می‌یابد و لایه وارونگی دما برروی این منطقه ایجاد می‌کند که مانع صعود هر گونه هوا می‌شود و پایداری شدیدی را به وجود می‌آورد. در قسمتهای مرکزی بیابان (در لیبی و مصر) مناطقی وجود دارد که سالها در آنجا باران نباریده است. شرایط خشکی بیابان بزرگ افریقا به طرف غرب، برروی اقیانوس اطلس نیز کشیده می‌شود، به طوری که در ساحل غربی مراکش، خشکی در کنار اقیانوس اطلس به حداکثر خود می‌رسد. در این ساحل، علاوه بر پایداری حاصل از نزول دینامیک در زیر مرکز پرفشار جنب‌حارّه، جریان سرد کاناری[1] نیز پایداری را تشدید می‌کند. ادامه بیابان بزرگ افریقا

1. Canary

به طرف شرق، جنوب شبه جزیره عربستان، جنوب ایران، جنوب پاکستان و فلات دکن در هندوستان را فرا می‌گیرد. تمام این نواحی، براثر استیلای مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای در تابستان، عاری از بارشند و فقط در دوره سرد سال، آن هم به مقدار کم، بارشهای منطقه برون‌حارّه بر آنها می‌بارد.

منطقه کم باران قاره امریکای شمالی، در عرضهای پایین بیابان باجا[1] در کالیفرنیاست. بیابان باجا به طرف شرق تا حاشیه غربی جریان آب سرد کالیفرنیا گسترده است و ادامه آن به طرف شرق را نوارهای کوهستانی داخل خشکی محدود می‌کند. عامل بارش کم در اینجا وجود حرکات نزولی در مرکز پرفشار کالیفرنیاست که در تابستان، تمام منطقه را زیر نفوذ خود می‌گیرد و مانع بارش می‌شود. در اینجا نیز مانند بیابان افریقا، در دوره سرد سال، بارشهای سیکلونی برون‌حارّه کم می‌بارد. در نواحی داخلی بیابان باجا، بارش سالانه خیلی کمتر است و گاه به کمتر از ۵۰ میلیمتر می‌رسد.

بیابانهای واقع در عرضهای پایین در نیمکره جنوبی عبارتند از: بیابان آتاکاما[2] در امریکا، نامیب[3] و کالاهاری[4] در افریقا و بیابان مرکزی استرالیا. در بیابان آتاکاما، جریان نزولی هوا از مرکز پرفشار اقیانوس کبیر، در بیشتر ایام سال، مانع ریزشهای جوّی است. در لیما، پایتخت پرو، پس از گذشت سالها، حتی یک قطره باران هم نمی‌بارد. بیابان آتاکاما از شمال شیلی تا نزدیکی خط استوا ادامه دارد و علاوه بر مرکز پرفشار جنب‌حارّه، جریان آب سرد پرو نیز کم‌بارانی آن را تشدید می‌کند. کم‌بارانی بیابان نامیب و کالاهاری در افریقا، نتیجه حرکات نزولی در مرکز پرفشار اقیانوس اطلس و وجود جریان آب سرد بنگوئلاست. بیابان استرالیا شدت خشکی بیابانهای یاد شده را ندارد، چون در اینجا جریان آب سرد غرب استرالیا ضعیف است و نیز حرکات نزولی هوا در مرکز پرفشار جنب‌حارّه ضعیفتر از دیگر نواحی یاد شده است.

از آنچه گفتیم استنباط می‌شود که تمام بیابانهای واقع در عرضهای پایین، در اطراف مدارهای رأس‌السرطان و رأس‌الجدی، در منطقه نفوذ مراکز پرفشار جنب‌حارّه واقعند. در تمام این بیابانها، عامل اصلی کمبود بارش نبود مکانیسم صعود است؛ زیرا رطوبت کافی حداقل در بالای اقیانوسها وجود دارد، ولی حتی یک قطره باران هم نمی‌بارد. به طور کلی، این بیابانها را بیابانهای دینامیک می‌نامند و به علت شدت کم‌آبی

---

1. Baja
2. Atacama
3. Namib
4. Kalahari

و گسترش وسیع در دور تا دور کره زمین، آن را کمربند بیابانی مخوف نیز نامیده‌اند. این کمربند، در واقع، به صورت دو کمربند مجزا در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی، دور تا دور کره زمین ـ به استثنای منطقه موسمی در جنوب شرقی آسیا ـ کشیده شده است.

۲. مناطق کم‌باران برون‌حاره‌ای

منطقه برون‌حاره، منطقه استیلای بادهای غربی است. بادهای غربی اغتشاشهای اتمسفری را در تمام ضخامت اتمسفر به همه نقاط منطقه هدایت می‌کنند. در دوره گرم سال، عامل همرفت نیز به بادهای غربی اضافه می‌شود. بنابراین، کم باران بودن این مناطق به دلیل فقدان مکانیسم صعود نیست، بلکه عامل اساسی آن رطوبت است. بیابانهای این منطقه در جایی دیده می‌شوند که هوای مرطوب به آنها نمی‌رسد. نرسیدن هوای مرطوب به دو علت عمده است:

۱. منطقه در قلب خشکیهای وسیع واقع شده است و توده‌های هوای مرطوب تا به آنجا برسند، بیشتر رطوبت خود را از دست می‌دهند. این ویژگی را «برّی‌بودن» می‌نامند. هرقدر منطقه‌ای دورتر از اقیانوسها باشد، درجه برّی بودن آن بیشتر است.

۲. منطقه در دامنه بادپناه نوار کوهستانی واقع شده است و توده هوای مرطوب در دامنه بادگیر کوهستان، رطوبت خود را از دست می‌دهد و به صورت هوایی خشک و گرم در دامنه بادپناه سرازیر می‌شود. این وضعیت حالت «گرمباد» را ایجاد می‌کند. اینگونه بیابانها را «بیابان بادپناهی» می‌نامند.

بیابانهای امریکای شمالی عبارتند از: سونورا[1] و موجاو[2] در جنوب، و حوزه بزرگ[3] در شمال قاره یاد شده. کمبود باران این مناطق در زمستان، به علت آن است که بیابانهای یاد شده در دامنه بادپناه کوههای رشوز قرار دارند و هوای مرطوب اقیانوس‌کبیر در دامنه بادگیر کوهها به صورت باران نازل می‌شود و به آنها نمی‌رسد. در تابستان هم که رطوبت خلیج مکزیک به قاره امریکا وارد می‌شود، این بیابانها به علت فاصله زیاد نمی‌توانند از آنها بهره‌مند شوند.

در مرکز آسیا هم بیابانهای بزرگ وجود دارند. این بیابانها از حدود دریای سیاه در غرب آسیا تا بیابان گبی[4] در شرق آسیا گسترده‌اند. از رطوبت اقیانوس‌اطلس، به دلیل

---

1. Sonora   2. Mojave   3. Great Basin   4. Gobi

دوری راه، مقداری ناچیز به اینجا می‌رسد. در واقع، منبع اصلی رطوبت منطقه هم همین توده هواست. رطوبت موسمی هم به علت وجود کوههای بلند هیمالیا درون آسیا نفوذ نمی‌کند. بیابانهای آسیا را منطقه نسبتاً پرباران فلات پامیر و کوههای تیان‌شان[1] به دو واحد شرقی و غربی تقسیم می‌کنند: بیابانهای شرقی که عبارتند از گبی و تکله‌مکان[2]؛ بیابانهای غربی که عبارتند از قزل‌قوم، قره‌قوم و استپهای قیرقیزستان، کویر نمک ایران نیز جزئی از بیابانهای بادپناهی آسیا به شمار می‌آید. کوههای البرز در شمال و کوههای زاگرس در غرب، به ترتیب جلو رطوبت دریای خزر و دریای مدیترانه را می‌گیرند و مانع رسیدن توده‌های هوای مرطوب به کویر نمک می‌شوند.

در نیمکره جنوبی، فقط بیابان پاتاگونی[3] در آرژانتین جزئی از بیابانها به حساب می‌آید. عامل خشکی بیابان پاتاگونی کوههای آند است. رطوبت توده هوای مرطوبِ برخاسته از اقیانوس کبیر در دامنه غربی کوههای آند خالی می‌شود و هوای گرم و خشک به دامنه بادپناه و بیابان پاتاگونی می‌آید. البته شدت خشکی در بیابان پاتاگونی کمتر از بیابانهای دیگر است. در دیگر قاره‌های نیمکره جنوبی، چون غالباً در عرضهای برون‌حارّه گسترش ندارند، بیابان بادپناهی وجود ندارد.

شدت خشکی در بیابانهای منطقه برون‌حارّه (بیابانهای بادپناهی) خیلی کمتر از بیابانهای دینامیک منطقه جنب‌حارّه‌ای است. بیابانهای منطقه برون‌حارّه، در زمستان، زیر نفوذ توده‌های هوای خیلی سرد هستند، به طوری که سردترین دماهای روی زمین از قلب این بیابانها گزارش می‌شود. اینگونه بیابانها در تابستان نیز بر اثر تابش شدید آفتاب بسرعت گرم می‌شوند و دماهای بالایی را نشان می‌دهند. از طرف دیگر، به علت نبود پوشش گیاهی کافی، دمای روز با دریافت انرژی تابشی بالا می‌رود و دمای شب بر اثر تابش زمینی شدید خیلی پایین می‌آید. از این رو، دامنه نوسان دمای روزانه و سالانه در این نواحی خیلی بالاست. این ویژگی نیز عامل مؤثر دیگری در برّی بودن آنهاست.

۳. *بیابانهای قطبی*

نواحی قطبی، به علت پس‌دادن زیاد انرژی، سرد می‌شوند و در تمام طول سال زیر نفوذ سیستم آنتی‌سیکلونی هستند. دمای پایین در این مناطق سبب می‌شود که اولاً سطح

---

1. Tien Shan 2. Takla Makan 3. Patagonia

اقیانوسها یخزده باشد و همین امر مانع تبخیر آب از آنهاست، و ثانیاً گنجایش رطوبتی هوا پایین باشد که در نتیجهٔ آن، مقدار رطوبت هوا در تمام سال خیلی ناچیز است و بدیهی است بارش حاصل از آن هم خیلی ناچیز خواهد بود. بنابراین، در نواحی قطبی همه شرایط «خشکی» فراهم است. بیابانهای قطبی در روی خشکی پوشیده از برف و در روی دریاها پوشیده از یخند. علت فراوانی برف و یخ در این نواحی پایین بودن درجه حرارت محیط است. در دماهای پایین تبخیر به حداقل و در دماهای زیر صفر به «هیچ» می‌رسد و بیشتر بارش برروی زمین باقی می‌ماند که پس از گذشت سالیان دراز، توده عظیمی از برف و یخ را تشکیل می‌دهد.

۶ـ۷ انواع بارش

از نظر کانون تشکیل، بارش را به چند دسته اصلی تقسیم می‌کنند:

الف) بارشهایی که حاصل مستقیم ابرهای مختلفند و به آنها بارشهای ابری می‌گویند؛

ب) بارشهایی که از تراکم یا تصعید در سطح عوارض مختلف زمین به وجود می‌آیند و به بارشهای غیرابری موسومند؛

ج) بارشهایی که ابتدا از ابرها سرچشمه گرفته‌اند، اما در سطح زمین تغییر شکل داده، به صورت یخ کدر یا یخ شفاف درآمده‌اند، این پدیده‌ها را بارش ثانوی می‌گویند.

در ادامه بحث، به بررسی مختصر هر یک از این انواع بارش می‌پردازیم.

بارشهای ابری

این بارشها موقعی به وجود می‌آیند که اجزاء تشکیل‌دهنده ابر، به دلیل بزرگی و سنگینی، نتوانند در ابر شناور باقی بمانند و در نتیجه، بناچار می‌بارند. بدیهی است بزرگی اجزاء مزبور باید آنقدر باشد که با وجود تبخیر در طول راه تا سطح زمین، بقایای آنها به سطح زمین برسد. بارشهای ابری براساس ساختمان فیزیکی این اجزاء، به دو دسته مایع و جامد تقسیم می‌شوند:

۱. بارشهای مایع که عبارتند از باران، ریزباران و رگبار؛

۲. بارشهای جامد شامل برف، دانه یخ، سنجاقهای یخی، برفدانه ریز، تگرگ نرم، تگرگ ریز و تگرگ.

۱. بارشهای مایع

باران. باران از قطرات فراوان آب تشکیل شده است که بسته به سیستم به وجود آورنده آن، ممکن است به صورتهایی متفاوت باشد. معمولاً دوام بارانهای ممتد به یکی دو ساعت، در موارد استثنایی، به یکی دو روز می‌رسد.

گرچه باران از تجمع قطرات ریز تشکیل می‌شود، ذوب قطرات منجمد، بویژه برف نیز در ایجاد آن سهیم است. گاه قطره‌های باران، ضمن عبور از لایه‌های مختلف جو، به گرد و غبار و هواویزهای مختلف ـ از جمله خاکهای سرخ رنگ ـ برخورد می‌کند که ترکیب فیزیکی باران را تغییر می‌دهد. منشأ هواویزهای یادشده ممکن است سطح بیابانهایی باشد که هزاران کیلومتر دورترند. در این موارد، باران به رنگهای مختلف، از کاملاً سرخ تا سرخ فام، درمی‌آید که اصطلاحاً آن را «باران خون» یا «باران گِل» می‌نامند. قطره باران معمولاً از ۰/۵ تا ۵ میلیمتر قطر دارد (جدول ۳ـ۶).

ریزباران. بارانی است یکنواخت که از قطرات ریز به قطر کمتر از ۰/۵ میلیمتر تشکیل شده است. این باران غالباً از ابرهای پایین از نوع استراتوس که می‌تواند به صورت مِه‌زمینی پهنه‌های وسیعی از سطح زمین را بپوشاند می‌بارد.

رگبار. از قطرات درشت تشکیل شده است که به طور ناگهانی می‌بارند و بسرعت نیز بارش آنها قطع می‌شود. رگبار از ابرهای کومولوس، کومولونیمبوس و کومولوکانجسچس که در هوای ناپایدار تشکیل می‌شود می‌بارد.

۲. بارشهای جامد

برف. از بلورهای شش گوشی تشکیل شده است که حاصل تصعید بخار آب در دمای کمتر از نقطه انجماد آن است. بلورهای مزبور به صورت منفرد یا مخلوط با سایر بلورهای یخ مشاهده می‌شوند. بلورهای برف، در بیشتر موارد، ممکن نیست بتنهایی به یکدیگر بچسبند، بلکه به وسیله قطرات آب سرد به یکدیگر متصل می‌شوند. بلورهای مزبور در این موارد به صورت تکه‌های برف تا ابعاد ۴ـ۵ سانتیمتر رشد می‌کنند.

برخورد قطرات سرد به بلورهای برف باعث انجماد فوری آن نمی‌شود، بلکه به دلیل آزاد شدن گرمای انجماد (حدود ۸۰ کالری به ازای انجماد هر گرم آب)، عمل مزبور کند می‌شود و به تعویق می‌افتد. هر چه دمای محیط به صفر درجه سلسیوس نزدیکتر باشد، مدت زمان تعویق مزبور طولانی‌تر می‌شود؛ از این رو فرصت کافی برای اتصال دیگر

ذرات بلور به قطره مزبور و رشد کافی تکه‌های برف به وجود می‌آید؛ به عبارت دیگر، احتمال چسبندگی بلورهای یخ و ایجاد تکه‌های درشت برف در مرز صفر درجه، از همه بیشتر است، اما در دمای پایین‌تر از صفر درجه، قطرات سرد بسرعت به دور بلورهای برف منجمد می‌شوند و نمی‌توانند عاملی برای چسبندگی و رشد بیشتر بلور و در نتیجه ایجاد تکه‌های بزرگ برف باشند. معمولاً دردمای ۱۰− درجه سلسیوس، بندرت می‌توانیم شاهد ایجاد تکه‌های بزرگ برف باشیم. در این موارد برف حالتی شبیه پودر پیدا می‌کند.

به طور کلی، ریزش برف به دمای محیط بستگی دارد. در مناطق پست واقع در عرضهای پایین (معمولاً از مدار ۲۰ درجه به طرف استوا در نیمکره شمالی و ۲۵ـ۳۰ درجه در نیمکره جنوبی)، ریزش برف بندرت صورت می‌گیرد، در حالی که در عرضهای میانی و مناطق قطبی، مقدار قابل ملاحظه‌ای از بارش سالانه به صورت برف است. به طور کلی، در یک محل معین، سهم برف نسبت به کل بارش، با کاهش دما یا افزایش ارتفاع بیشتر می‌شود، به طوری که دربالاتر از یک ارتفاع معین، بارش تنها به صورت برف دیده می‌شود که به ایجاد و استقرار برف در ارتفاعات منجر می‌گردد (به قسمت ۷ـ۷ مراجعه کنید).

سنجاقهای یخ. سنجاقهای یخ از میله‌های ریز و ظریف بلور یخ درست شده‌اند که به دلیل وزن ناچیزشان، در هوا شناور باقی می‌مانند و ایجاد آنها در دمای بسیار پایین امکانپذیر است؛ از این رو، معمولاً در ارتفاعات بالایی اتمسفر، از ابرهای سیروس و سیرواستراتوس پدید می‌آیند.

سنجاقهای یادشده، گاه در عرضهای جغرافیایی بالا نیز در شرایط سرمای زیاد و یورش هوای قاره‌ای قطبی در حوالی سطح زمین ظاهر می‌شوند. بارش آنها در هوای سرد زمستانی در دمایی کمتر از ۱۵− درجه سلسیوس، حتی در شرایط هوایی صاف و آفتابی نیز امکانپذیر است. در اینگونه موارد، بلورهای مزبور درخشندگی خاصی می‌یابند که به آنها «خاکستر الماس» می‌گویند و یکی از پدیده‌های زیبای جوّ عرضهای بالا را تشکیل می‌دهند.

برفدانه ریز. دانه‌های سفید، کدر و با ساختمانی شبیه برفند که شکل آنها کمابیش کشیده و صاف است و قطر آنها غالباً از ۱ میلیمتر کمتر است. برفدانه‌ریز در برخورد به سطح زمین به بالا پرتاب نمی‌شود، صدایی محسوس ندارد، همیشه به مقدار ناچیز می‌بارد و هرگز به صورت رگبار دیده نمی‌شود.

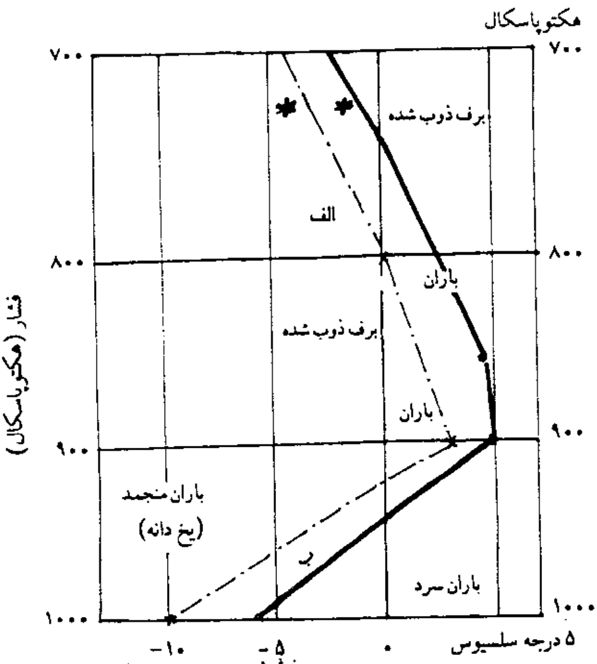
تگرگ نرم (برفدانه). از دانه‌های یخ سفید رنگ، نسبتاً گرد و غیرشفاف با

ساختمانی شبیه به برف تشکیل شده است که شکل آنها غالباً مخروطی و قطر آنها بین ۲ـ۵ میلیمتر است.

تگرگ نرم از بلورهای یخ تشکیل شده است که قطرات آب سرد به دور آنـها منجمد شده‌اند و در برخورد به سطح زمین به بالا می‌جهد و با صدایی محسوس همراه است. این تگرگ در بیشتر موارد به صورت رگبار و در دمای صفر درجه سلسیوس، همراه با برف یا قبل از ریزش برف ظاهر می‌شود.

تگرگ ریز (یخدانه). از دانه‌های کروی نیمه‌شفاف و بندرت مخروطی تشکیل شده است که بزرگی دانه آن از ۲ـ۵ میلیمتر است. تگرگ ریز حاصل انجماد آرام قطرات بی‌شمار آب سرد در سطح دانه‌های برف است. بنابراین، هسته تگرگ ریـز در واقع برفدانه ریزی است که اطراف آن را یخِ شیشه مانند فرا گرفته است.

تگرگ ریز معمولاً از ابرهای کومولونیمبوس و همراه با رگبار ریزش می‌کند. این نوع تگرگ یا یخدانه معمولاً موقعی تشکیل می‌شود که دمای لایه‌های اتمسفر چندین درجه کمتر از صفر درجه سلسیوس باشد (شکل ۸ـ۷).



شکل ۷.۸ توزیع دما در جهت قائم در موارد تشکیل یخدانه (تگرگ ریز) و یخ‌شیشه

تگرگ. از دانه یا تکه‌های یخ به قطر ۵ـ۵۰ میلیمتر (وگاهی بیشتر) تشکیل شده است. رشد شدید تگرگ، حاصل حرکات عمودی شدید و مکرر هوا در درون ابرهای کومولونیمبوس است و این امر باعث می‌شود که نطفه‌های تگرگ، قطرات آب را بدفعات به دور خود جذب کنند و سبب انجماد آنها شوند؛ از این رو، ساختار تگرگ از لایه‌های شفاف، نیمه‌شفاف، کدر تا شیری رنگ، شبیه به برف ایجاد می‌شود. تگرگ غالباً به شکل رگبار، به طور محدود و همراه با رعد و برق، بویژه در بهار، می‌بارد.

در جدول ۱ـ۷ شکلهای عمده بارش از ابرهای مختلف نشان داده شده است.

جدول ۷.۱ اشکال مختلف بارش در ابرهای بارشزا

نوع ریزش	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
باران	+	+	+	–	+	+
ریزباران	–	–	–	+	–	–
برف	+	+	+	–	–	+
تگرگ نرم (برفدانه)	–	–	+	–	–	–
برفدانه ریز	–	–	–	+	–	–
یخدانه (تگرگ‌ریز)	+	+	–	–	–	+
تگرگ	–	–	–	–	–	+
سنجاق یخی	–	–	–	+	–	–

بارش غیر ابری

تمام ریزشهایی راکه در آنها بخار آب موجود در جوّ، براثر تراکم یا تصعید، به صورت مایع یا جامد بر سطح زمین یا برروی عوارض مختلف سطح زمین ایجاد می‌شود، بارش غیرابری می‌نامند. این بارشها متنوعند و به شکلهای مختلفی دیده می‌شوند که در ادامه بحث به عمده‌ترین آنها اشاره می‌شود.

مه تر. این مه در مواقعی به وجود می‌آید که قطرات ابر یا مه، بویژه بر اثر وزش باد، با گیاهان و عوارض مختلف سطح زمین تماس پیدا کنند و باعث خیس شدن آنها شود. آب حاصل از مه تر، در بعضی مناطق کوهستانی می‌تواند معادل با ۱۰۰ میلیمتر باران سالانه به شمار آید و از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردار باشد (بور، ۱۹۷۱).

شبنم. شبنم براثر تراکم بخار آب در سطح زمین و روی عوارض مختلف تشکیل می‌شود و هنگامی پدید می‌آید که دمای سطوح مزبور کمتر از نقطه شبنم هوا باشد. افت دمای این سطوح تا زیر نقطه شبنم هوا، غالباً حاصل تابش سطح زمین در شبهای صاف است و عوارضی که هدایت گرمایی کمتری دارند (از قبیل چوب، شاخه و برگ و تنه درختان)، گرمای کمتری از زمین کسب می‌کنند و در نتیجه سردتر باقی می‌مانند.

شبنم در مناطق خشک و بیابانی می‌تواند مکمل باران باشد و کمبود آن را تا حدودی جبران کند. لازم است اشاره کنیم که شبنم تنها در دمای بیش از صفر درجه سلسیوس تشکیل می‌شود.

ژاله. اگر در دمای بالای صفر درجه سلسیوس، ابتدا شبنم تشکیل شود و سپس بر اثر افت دما به زیرنقطه انجماد (صفر سلسیوس)، قطرات شبنم منجمد شود، ژاله به وجود می‌آید.

یخ‌پوشه. اگر دمای سطح زمین و عوارض مختلف آن، براثر تصعید یا گذار مستقیم بخار آب به بلورهای یخ، به زیر نقطه انجماد آب برسد، یخ‌پوشه تشکیل می‌شود. یخ‌پوشه به صورت شبکه‌ای از شکلهای مختلف یخ تشکیل می‌شود که در آن، بلورهای ریز یخ به شکل سوزن، فلس، پر، پولک و مانند آن دیده می‌شود. یخ‌پوشه از جمله تظاهرات هوای صاف و آرام در زمستان است.

یخ قندیلی. گاهی تشکیل یخ‌پوشه در شرایطی انجام می‌گیرد که همزمان با آن، مه یا غبار تر نیز وجود دارد. در این موارد، عمل تصعید و انجماد بخار آب با شدت بیشتری انجام می‌گیرد و باعث می‌شود که در نوک و زوایای اجسام مختلف سطح زمین، بلورهای سفید تا خاکستری رشد کنند. اگر همزمان با وقوع این پدیده، باد ضعیفی نیز در جریان باشد، تشکیل زایده‌های یخی در جهت مخالف باد صورت می‌گیرد. رشد این بلورها موقعی تشدید می‌شود که قطرات مِه سرد (با دمایی کمتر از ۳- درجه سلسیوس) نیز در محیط وجود داشته و باد شدیدتری در جریان باشد.

پدیده مزبور که به صورت قشری از بلورهای قندیل‌شکل روی عوارض مختلف را می‌پوشاند، می‌تواند شاخه و تنه ضعیف درختان را بشکند و خسارات قابل‌توجهی به محصولات کشاورزی و باغها وارد کند.

یخ قندیلی گاهی در لبه پیشین و بدنه و بال هواپیما تشکیل شده، باعث اختلال در تعادل آئرودینامیکی هواپیما می‌شود.

بارش ثانوی

بارش ثانوی، در حقیقت، زاییده بارش ابری است که پس از ریزش از ابر و رسیدن به سطح زمین در شکل ظاهری آن تغییراتی حاصل شده است. از جمله این تغییرات می‌توان به تشکیل مانده برف و همچنین ایجاد یخ شیشه در سطح زمین اشاره کرد که در شرایطی خاص، پس از بارش برف و حتی باران ایجاد می‌شود.

مانده برف. از تجمع برف پس از بارش آن و گاهی انباشته شدن تگرگ نرم یا برفدانه ریز برروی هم، مانده برف تشکیل می‌شود. پوشش برف در سطح زمین وقتی دوام زیاد دارد که دمای زمین و هوای مجاور آن زیر صفر درجه سلسیوس باقی بماند. پوشش مزبور به دلیل هدایت گرمایی ضعیفی که دارد، محافظ خوبی برای زمین زیر خود در مقابل سرما به شمار می‌آید، در حالی که برای هوای مجاور خود منبع سرما تلقی می‌شود. علت این امر آن است که پوشش برف، در طول روز، به مقدار زیادی تابش خورشید را منعکس می‌کند و نمی‌تواند بخوبی گرم شود، در حالی که در طول شب، در محدوده انرژی با طول موج بلند، مانند جسم سیاه، بشدت تابش گرمایی از خود گسیل می‌کند و این خود باعث افت شدید دمای هوای مجاور آن می‌شود.

یخ‌شیشه. یخ‌شیشه موقعی تشکیل می‌شود که باران یا ریزباران روی سطوح مختلف با دمایی زیرصفر درجه منجمد شود و به صورت یک لایه پوششی از یخ درآید. منحنی ب در شکل ۹ـ۷ نمایانگر توزیع دما در مواقع ایجاد یخ‌شیشه است. این پدیده غالباً در زمستان و هنگامی ایجاد می‌شود که باران در جلو جبهه گرم از یک لایه هوای سرد عبور کند و سپس در سطح زمین منجمد شود. یخ‌شیشه را می‌توان عاملی مهم در بروز سوانح زمستانی سطح جاده‌ها به حساب آورد.

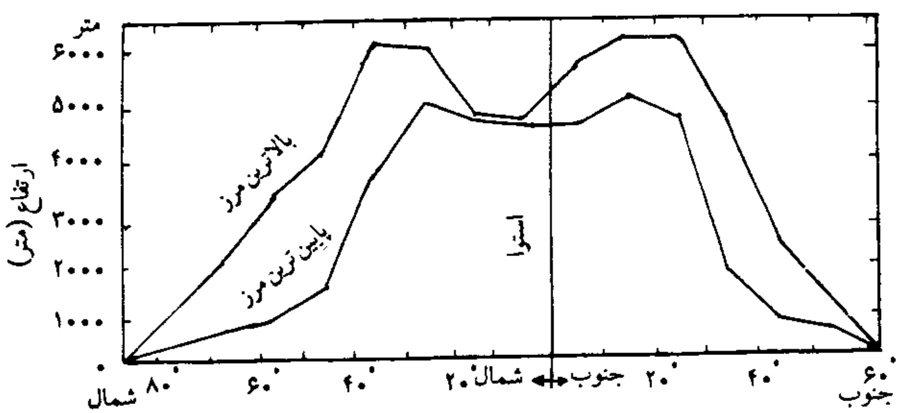
۷ـ۷ برفمرز

گفتیم که در هر کجای کره زمین، در بالاتر از یک ارتفاع معین، بارش به صورت برف صورت می‌گیرد و این برف در تمام مدت سال، پیوسته باقی می‌ماند. این ارتفاع که آن را

برفمرز گویند، به دلیل تغییرات شرایط حرارتی سالانه در طول سال، دستخوش تغییر می‌شود؛ از این رو، آن را «برفمرز موقت» می‌نامند، در حالی که بالاترین موقعیت ارتفاعی برفمرز موقت را که پوشش برف در آن مناطق در تمام طول سال پابرجا می‌ماند «برفمرز دائمی» یا «برفمرز اقلیمی» نامیده‌اند.

ارتفاع برفمرز دائمی به چند عامل بستگی دارد که مهمترین آنها مقدار بارش برف، شرایط تابشی و چگونگی دما در دوره ذوب تابستانی است؛ مثلاً رابطه میزان بارش و شرایط تابشی با برفمرز دائمی سبب می‌شود که در بادگیر ارتفاعات و دامنه‌های شمالی، ارتفاع برف دائمی کمتر و در بادپناه و دامنه‌های آفتابگیر بیشتر باشد.

از آنجا که دما خود به عرض جغرافیایی بستگی دارد، از این‌رو، ارتفاع برفمرز دائمی به عرض جغرافیایی وابسته است. شکل ۹ـ۷ دامنهٔ گسترش ارتفاع برفمرز اقلیمی را در عرضهای مختلف جغرافیایی نشان می‌دهد.



شکل ۹ـ۷ دامنه ارتفاع برفمرز دائمی در عرضهای جغرافیایی مختلف (آلیسوو[1]، ۱۹۵۶)

ملاحظه می‌شود ارتفاع برفمرز دائمی از عرضهای بالا به سمت استوا بسرعت افزایش پیدا می‌کند؛ با این وجود، حداکثر آن نه در استوا، بلکه در مناطق جنب‌حارّه، بین عرضهای ۲۰ـ۳۰ درجه در هر دو نیمکره مشاهده می‌شود. علت آن است که در حوزه تأثیر بادهای بسامان و پرفشار جنب‌حارّه، میزان بارش سالانه بشدت رو به کاهش می‌گذارد. حاصل این کاهش، افزایش ارتفاع برفمرزهای دائمی است، در حالی که در نواحی حارّه، به دلیل وسعت بیشتر ابر و بارندگی، از ارتفاع آن به نحو چشمگیری کاسته می‌شود.

---

1. Allissow

۷ـ۸ خشکی و خشکسالی

خشکی نوعی ویژگی دائمی آب و هوایی در یک منطقه است که عبارت است از عدم کفایت بارش در حد لازم برای رشد حیات در آن منطقه، در حالی که خشکسالی عبارت است از کاهش غیرمنتظره بارش در مدتی معین در منطقه‌ای که لزوماً خشک نیست. میزان این کاهش آنقدر است که روند عادی رشد را در منطقه مختل می‌کند. بنابراین، خشکسالی ویژگی دائمی منطقه نیست و در هر رژیم آب و هوایی می‌تواند اتفاق بیفتد؛ مثلاً اگر در منطقه‌ای نظیر انزلی، میزان بارش برای مدت یک سال خیلی پایین‌تر از حد متوسط منطقه باشد، خشکسالی رخ می‌دهد. در سالی که میزان بارش سالانه کمتر از ۱۰۰۰ میلیمتر باشد، ممکن است خیلی از گونه‌های درختی خشک شوند. اگرچه این مقدار بارش برای جنوب ایران خیلی بیش از بارش معمول است، بنابراین در جنوب ایران دوره مرطوب پدید می‌آید. در جنوب ایران که میزان بارش سالانه حدود ۲۰۰ میلیمتر است، خشکسالی موقعی رخ می‌دهد که بارش منطقه به طور غیرمعمول کم شود و مثلاً به زیر ۵۰ میلیمتر در سال برسد.

خطرهای ناشی از خشکسالی خیلی بیشتر از خشکی است؛ زیرا سیستمهای حیاتی منطقه خود را با وضعیت متعارف، اعم از آب و هوای خشک یا مرطوب، وفق می‌دهند و در شرایط موجود هیچ خطری آنها را تهدید نمی‌کند. موقعی که بارش در منطقه خیلی کمتر از حد متوسط باشد، رطوبت حاصل نیاز سیستمهای حیاتی را به آب تأمین نمی‌کند و چه بسا که این سیستمها از بین بروند. پدیده خشکسالی در صورت تکرار زیاد، ویژگی خاص چنین منطقه‌ای می‌شود و سیستمهای حیاتی سازگار با شرایط ایجاد شده جدید در آن توسعه می‌یابند؛ به عبارت دیگر، خشکسالی براثر تکرار مداوم، به خشکی تبدیل می‌شود.

اگرچه همه محققان تعریف خشکی را قبول دارند، روش و معیارهای تعیین خشکی در میان آنها متفاوت است. روشهای مختلف تعیین خشکی در جدول ۷ـ۲ جمعبندی شده است. در اکثر این روشها، میزان خشکی از طریق مقایسه دما با بارش منطقه تعیین می‌شود، مثلاً بنابه نظر کوپن، منطقه خشک جایی است که بارش بتقریب کمتر از دو برابر میانگین دما باشد.

اکثر این روشها، قراردادی و دلخواه است و اساس علمی و منطقی چندان محکمی ندارد؛ یعنی هر کس بنا به برداشت و تجربیات خود از عاملهایی استفاده کرده و

فرمولی ارائه داده است؛ با این حال، کار تورنت‌ویت، در بین این روشها، علمی‌تر از دیگران به نظر می‌رسد. او برای تعیین خشکی یک منطقه از نیاز به آب در آن منطقه استفاده کرده است. گیاهان، آب مورد نیاز خود را از خاک می‌گیرند و مازاد آن را نیز از طریق تعرق به هوا پس می‌دهند. مقدار دیگری از رطوبت خاک نیز از طریق تبخیر، از آن خارج می‌شود. در مناطق عاری از پوشش گیاهی، مقدار تبخیر خیلی بالاست، ولی در مناطق پوشیده از گیاه، بیشتر رطوبت خاک از طریق تعرق خارج می‌شود. به هر حال، رطوبت خاک از طریق تبخیر و تعرق، از آن خارج می‌شود. این رطوبتِ از دست رفته فقط از طریق بارش تأمین می‌شود و لذا ادامه حیات پوشش گیاهی به رطوبت خاک وابسته است. بنابراین، به نظر تورنت‌ویت، منطقه خشک جایی است که در آن نیاز رطوبتی خاک (یا رطوبت خارج شده از خاک) بیش از میزان رطوبتی باشد که از طریق بارش به خاک وارد می‌شود.

پس از اشباع خاک، مقدار اضافی باران به آبهای زیرزمینی می‌رسد و از طریق آنها به چشمه‌ها و رودخانه‌ها وارد می‌شود. طبیعی است در جایی که کمبود رطوبت وجود داشته باشد، رودخانه‌ای نیز وجود نخواهد داشت و خشکی منطقه کاملاً جلوه می‌کند.

تورنت‌ویت (۱۹۴۸)، برای تعیین خشکی منطقه، ضریب رطوبت را به شرح زیر به کار برده است.

$$Im=\frac{S-۰/۶D}{PE}\times ۱۰۰ \qquad (۷\text{-}۱)$$

در این فرمول، S مقدار آب اضافی، D مقدار کمبود رطوبت خاک، PE مقدار تبخیر و تعرق بالقوه خاک در مدت معین (مثلاً یک سال) است. S موقعی معنی دارد که میزان بارش، بیشتر از تبخیر و تعرق بالقوه خاک باشد. به همین ترتیب، کسری بارش نسبت به تبخیر و تعرق بالقوه، مقدار D را معین می‌کند. مقدار عددی ضریب رطوبت در نواحی خشک منفی است. روش تورنت‌ویت به طور غیرمستقیم، اثر دما را نیز در برمی‌گیرد، زیرا تبخیر و تعرق بالقوه در هر منطقه، علاوه بر سایر عوامل، به دما نیز بستگی دارد، به طوری که مقدار تبخیر و تعرق در هوای گرم بیشتر است.

اگرچه روش تورنت‌ویت علمی‌تر و منطقی‌تر از بسیاری از روشهاست، محاسبه تبخیر و تعرق بالقوه مشکل است و خود او برای این کار نمودارها و جدولهای مفصلی

جدول ۷.۲ ضریبهای تعیین میزان خشکی یک منطقه که به وسیله محققان متعددی ابداع شده‌اند (اولیور، ۱۹۷۳).

نام‌محقق و سال ابداع	فرمول	بعضی مشخصات
دوکوچف ۱۹۶۰	$\frac{P}{E_0}$	مؤلف فقط از میزان مرطوبی منطقه، یک ارزشیابی کیفی براساس مقایسه میانگین سالانه بارش و تبخیر ارائه می‌دهد. بعدها این ارزشیابی با استفاده از تبخیرسنج وایلد انجام شد.
اولدکاپ ۱۹۱۱	$\frac{P}{E_0}$	با به کاربردن تساوی $E_0=\alpha d$ از تبخیر و تعرق بالقوه می‌توان ارزش محاسبه‌ای به دست آورد. در تساوی مذکور d کسری اشباع را نشان می‌دهد. ضریب تناسب α از مقایسه مقدار تبخیر از یک دریاچه طبیعی با تغییرات عناصر آب وهوایی به‌دست می‌آید.تساوی بالا را به صورت $\frac{P}{232d}$ هم می توان نوشت.
لَنگ ۱۹۲۰	P/t_0	عامل باران را محاسبه می‌کند. دراین روش و در دو روش بعدی بارش و میانگین دمای سالانه به کار برده شده است.
کوپن ۱۹۲۲	$2(t_0+7)$	مانند روش بالا
دُمارتن ۱۹۲۵	$\frac{P}{t_0+10}$	مانند روش بالا
مایر ۱۹۲۶	$\frac{P}{d}$	ازکسری اشباع در تساوی استفاده شده است.
ریشل ۱۹۲۸	$\frac{NP}{t_0+10}$	همان فرمول دُمارتن است که در صورت آن N، تعداد روزهای بارش اضافه شده است.
آمبرژه ۱۹۳۹	$\frac{100P}{(M+m)(M-m)}$	ارزشیابی با استفاده از دمای حداکثر گرمترین ماه سال و دمای حداقل سردترین ماه سال انجام می‌گیرد.
ایوانف ۱۹۴۱	$\frac{P}{E_0}$	E مقدار تبخیر و تعرق بالقوه از سطح باز آب طبق فرمول زیر انجام می‌شود: $E_0=0/0018(25+t_0)^2(100-a)$ که در آن t_0 میانگین دمای ماهانه و a میانگین رطوبت نسبی ماهانه است.
تورنت‌ویت ۱۹۴۸	$\frac{100S-60d}{n}$	که در آن S رطوبت اضافی در فصل مرطوب و d کمبود رطوبت در فصل خشک و n مقدار تبخیر و تعرق بالقوه سالانه است.
پریسکات ۱۹۴۹	$\frac{P}{Sd}\times 0/07$	Sd کسری اشباع و P مقدار بارش برحسب اینچ است.
بودیکو ۱۹۵۱	$\frac{R_0}{LP}$	براساس به وجود آمدن موازنه تشعشعی (R_0) و گرمای نهانی تبخیر (L) محاسبه می‌شود.
کوستین ۱۹۵۲	$\frac{P}{E_0}$	مقدار بارش (P) و تبخیر و تعرق بالقوه (E_0) یک دورهٔ معین. E_0 از فرمول $E_0=\frac{dn}{4}(It0/004t)$ به دست می‌آید.

تنظیم کرده است؛ به همین دلیل، برای شناخت کلی نواحی، از نظر خشکی، در بیشتر موارد تعریفی کلی‌تر را به کار می‌برند که کاربرد آن بهتر است؛ بدین‌مبنا که ناحیه خشک ناحیه‌ای است که در آن، در مدت زمان معین، میزان بارش (برحسب میلیمتر) از دو برابر دما برحسب سلسیوس کمتر باشد. البته برای اهداف کاربردی اقلیم‌شناسی باید از روشهای علمی‌تر و منطقی‌تر استفاده کرد.

جمعبندی

بارش جایی به وجود می‌آید که عاملی سبب صعود هوای مرطوب شود. عوامل عمده صعود عبارتند از چرخندگی، همرفتی و ناهمواری. همه این عوامل هوای ناپایدار را بهتر از هوای پایدار صعود می‌دهند.

عامل چرخندگی با انبساطی که در سطح بالای توده هوا ایجاد می‌کند هوای طبقات پایین اتمسفر را به صورت دَوَرانی به طرف بالا می‌کشد (جذب می‌کند) و امکان صعود را فراهم می‌کند. صعود هوا در زیر موجهای کوتاه، چرخندها، سردچالهای بالا و هسته‌های رودباد، بر اثر عامل چرخندگی است. از این رو، عامل چرخندگی مهمترین عامل صعود است و در تمام سال وجود دارد، گرچه حداکثر فراوانی آن در دوره سرد سال است.

صعود همرفتی موقعی اتفاق می‌افتد که توده هوا بسیار گرمتر از هوای مجاور و بالای خود باشد. صعود همرفتی، در فصل گرم عرضهای بالای زمین و در دامنه کوههای مرتفع، بیشتر مشاهده می‌شود و فصل مساعد برای وقوع آن بهار است. شرط اصلی وقوع صعود همرفتی، افت محیطی شدید دماست که در بهار، در دامنه‌های آفتابگیر واقع در عرضهای معتدل مشاهده می‌شود و در تابستان در عرضهای بالاتر هم وجود دارد. عامل همرفتی، بتنهایی نمی‌تواند بارش شدید ایجاد کند و از این لحاظ، به وجود عامل چرخندگی، هر چند ضعیف، نیاز دارد. گرم شدن توده هوا با وزش هوای سرد بر روی زمین یا آب گرم نیز ایجاد می‌شود. این نوع صعود را صعود همرفتی وزشی می‌نامند.

ناهمواری سطح زمین نمی‌تواند سبب صعود هوا شود، بلکه به صورت مانعی برسر راه آن ظاهر می‌شود که هوا مجبور است از روی آن بگذرد؛ در نتیجه، اندکی از دامنه توده هوا، در ضمن روز، به درجه اشباع و تراکم می‌رسد. بارش کوهستانی، اصولاً در دامنه بادگیر کوهستان و در ارتفاع ۱۰۰۰ـ۱۵۰۰ متری آن اتفاق می‌افتد. بنابراین، این عامل ناهمواری، در واقع، ناپایداری و صعود را تشدید و پراکندگی بارش را محدودتر

می‌کند. از طرفی، بارش روی کوهها بیشتر از زمینهای پست مجاور است؛ چون قطرات باران زودتر به بالای کوه می‌رسند و کمتر تبخیر می‌شوند.

به دلیل نایکنواخت بودن پراکندگی عوامل بارش، بعضی جاها پرباران و بعضی مناطق کم باران است. مناطق پرباران جاهایی هستند که هر دو عامل اصلی بارش، یعنی عامل صعود و هوای مرطوب، وجود دارند؛ مانند منطقه کمربند همگرایی حارّه برروی اقیانوسها و جنوب شرقی و شمال غربی قاره‌ها. منطقه کم‌باران جایی است که هر دو یا یکی از عوامل ایجاد بارش در آنجا وجود ندارد. در منطقه استیلای مرکز پرفشار جنب‌حارّه، عامل صعود وجود ندارد و حتی برروی اقیانوسها هم کم آبی حاکم است. این بیابانها را بیابانهای دینامیک می‌نامند. اما در بیابان گبی رطوبت وجود ندارد و اینگونه بیابان را بیابان بادپناهی نامیده‌اند.

بارش را براساس محل تشکیل و شکل ظاهری آن (نظیر برف، باران و تگرگ) به انواع مختلف تقسیم می‌کنند. از نظر منشأ تشکیل، بارشهای ابری، غیرابری وثانوی مشاهده می‌شود. بارشهای ابری در ابرها تشکیل می‌شوند؛ مانند باران، برف، تگرگ. بارشهای غیرابری نتیجه تراکم بخار آب برروی عوارض زمینی هستند؛ مانند شبنم و ژاله. بارشهای ثانوی حالت تغییر شکل‌یافته بارشهای دیگر هستند؛ مانند مانده‌برف و یخ‌شیشه.

مناطقی که در آنها میزان بارش تکافوی رشد حیات را نکند، به مناطق خشک موسومند. خشکی خصیصه ذاتی یک منطقه آب و هوایی است که حیات خاص منطقه با آن سازش پیدا کرده است، اما اگر در منطقه‌ای میزان بارش در یک مدت معین بسیار کمتر از میانگین درازمدت آن منطقه باشد، درآنجا خشکسالی ظاهر شده است. خشکسالی در هر اقلیمی ممکن است دیده شود و برای ادامه رشد حیات زیانبار است.

برای محاسبه میزان خشکی و خشکسالی، ضریبهای متعددی به کار رفته است که در بین آنها کار تورنت‌ویت رایجتر است.

کتابنامهٔ فصل

Alijani, B. (1981); *Synoptic Origin of Precipitation in Iran;* Ph. D. Dissertation, East Lansing, Mi. U. S. A.: Michigan State University.

Allissow, B. P. (1956); *Die Klimate der Erde;* Lehrbuch der Klimatologie, Berlin.

Armstrong, C. F. and C. K. Stidd (1967); "A Moisture-Balance Profile in the Sierra Nevada," *Jor. Hydro.*; Vol. 5, 258-68.

Barry, R. G. and R. J. Chorley (1985); *Atmosphere, Weather, and Climate;* New York: Methuen and Co.

Bohr, P. et al. (1971); *Allgemeine Meteorologie;* 2. erw. Auflage, Nr. I. Deutscher Wetterdienst Offenbach a Moin.

Elliot, R. D. and E. L. Hovind (1964); "The Water Balance of Orographic Clouds," *Jor. Appl. Meteor.;* Vol. 3, 235-39.

Hasternrath, S. L. (1967); "Rainfall Distribution and Regime in Central America," *Archi. Meteor. Geophys. Biokl. B.;* Vol. 15, 201-41.

Jenrette, J. P. (1960); "An Objective Application of Vorticity Principles to Precipitation Forecasting," *Bull. Amer. Meteor. Soci.;* Vol. 41, 317-23.

Klein, W. H. (1948); "Winter Precipitation as Related to 700-mb Circulation," *Bull. Amer. Meteor. Soci.;* Vol. 29, 439-53.

Oliver, J. E. (1973); *Climate and Man's Environment, an Introduction to Applied Climatology;* New York: John Wiley and Sons.

Patton, et al. (1974); *Physical Geography;* 2nd ed., Belmont, California, U. S. A.: Duxbury Press, Wadsworth Publ. Comp.

Riehl, H. et al. (1952); "A Quantitative Method for the Prediction of Rainfall Patterns," *Jor. Meteor.;* Vol. 9, 291-98.

Robinson, P. J. and J. T. Lutz (1978); " Precipitation Efficiency of Cyclonic Storms," *Ann. Amer. Geogr.;* Vol. 68, 81-88.

Starret, L. G. (1949); "The Relation of Precipitation Patterns to Certain Types of Jet Stream at the 300 mb Level," *Jor. Meteor.;* Vol. 6, 347-52.

Thornthwaite, C. W. (1948); "An Approach Toward a Rational Classification of Climates," *Geogr. Rev.;* Vol. 38, 55-97.

Trewartha, G. T. et al. (1968); *Fundamentals of Physical Geography;* 2nd ed., New York: McGraw-Hill Book Comp.

فصل هشتم

سیستمهای سینوپتیک جوّ

۱ـ۸ مفهوم سیستم سینوپتیک

گردش عمومی جوّ که در فصل گذشته درباره آن بحث کردیم، وضعیت متوسط جوّ (میانگین اوضاع جوّی) را در درازمدت مشخص می‌کند؛ به عبارت دیگر، براساس گردش عمومی جوّ می‌توان گفت که مثلاً در منطقه حارّه بادهای شرقی و در منطقه برون‌حارّه بادهای غربی حاکمند، یا اینکه معمولاً منطقه محصور میان مدارهای ۴۰ درجه شمالی و جنوبی منطقه مازاد انرژی و مناطق خارج از آن، منطقه کمبود انرژی است.

مسلم است که اینگونه نتیجه گیری کلی است و وضعیت آب و هوایی روزمره مناطق یادشده چه بسا چنین نباشد؛ بدین‌معنی که شرایط جوّی هر محل، هر روز تغییر می‌کند. در واقع، شرایط جوّی روزانه مناطق را سیستمهایی کنترل می‌کنند که هر یک منطقه چندان وسیعی را دربرنمی‌گیرد. این سیستمها را به طور کلی، سیستمهای سینوپتیک می‌نامند که ابعاد و منطقه قلمرو آنها بین حدود ۳۰۰ـ۳۵۰۰ کیلومتر است. نتیجه آنکه از دیدگاه جغرافیایی، سیستمهای سینوپتیک در مقیاس منطقه‌ای عمل می‌کنند؛ یعنی در محدوده گردش عمومی جوّ به وجود می‌آیند و در مسیرهای معینی که این گردش تعیین‌کننده آن است حرکت می‌کنند و پس از مدتی نیز از میان می‌روند؛ به طوری که عمر متوسط آنها از ۲ـ۱۲ روز بیشتر نیست؛ مثلاً در منطقه برون‌حارّه، بادهای غربی با موجهای بلند خود، عامل اصلی گردش عمومی جوّند. این موجهای بلند مسیرهای مشخصی ایجاد می‌کنند که سیکلونها و آنتی‌سیکلونها در آن مسیر جریان می‌یابند.

در هر منطقه زمین، به تناسب وضعیت خاص گردش عمومی جوّ در آنجا، «سیستمهای» خاصی غلبه دارند که تکرار آنها شرایط دما و رطوبت را تکرار می‌کند.

اقلیم منطقه وضعیتی است ناشی از همان سیستمهای سینوپتیک که بیش از همه تکرارمی‌شود؛ بنابراین، سیستمهای سینوپتیک از سویی هوای روزمره و از سوی دیگر، در درازمدت، اقلیم منطقه را مشخص می‌کنند.

سیستمهای سینوپتیک را عموماً اغتشاش می‌نامند. این سیستمها ممکن است به صورت سیکلون یا آنتی‌سیکلون باشند. حرکات سیکلونها و آنتی‌سیکلونهای تشکیل‌دهنده این سیستمها توده‌های هوا را جابه‌جا می‌کند.

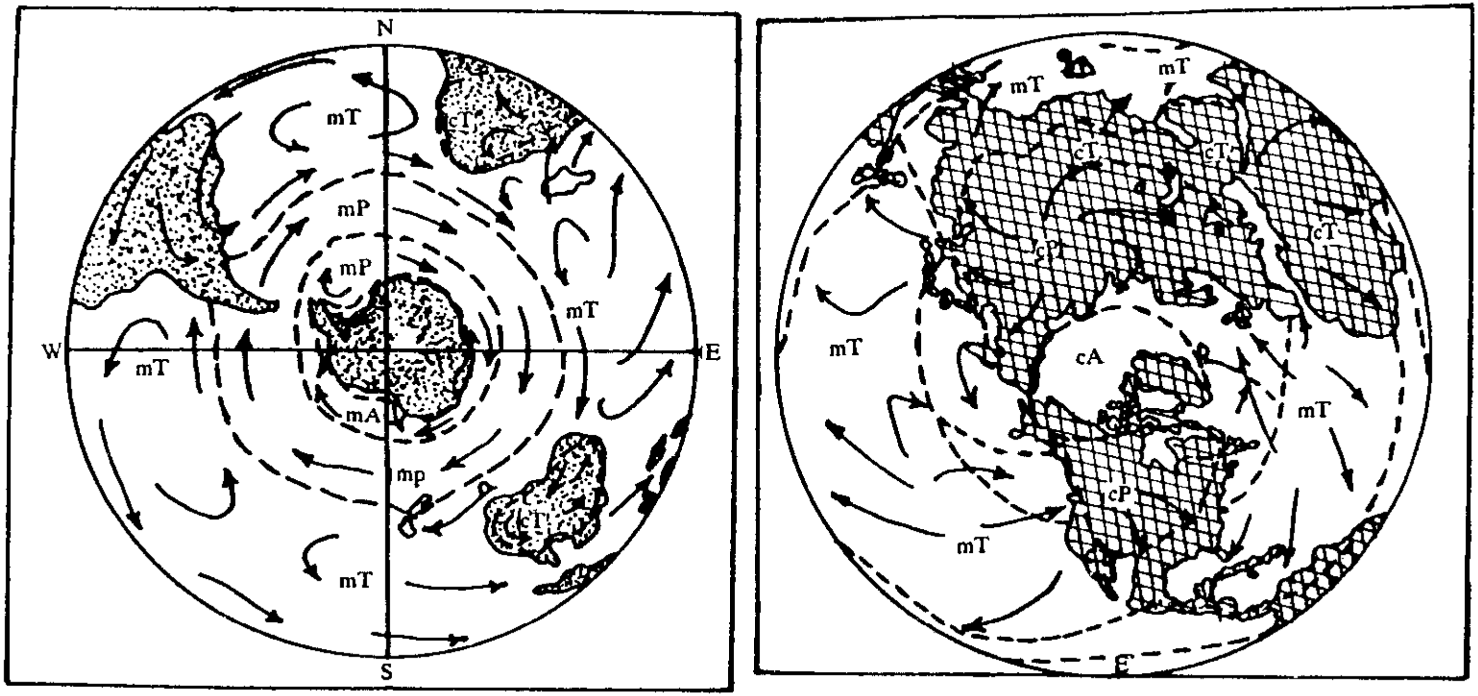
در این فصل، سیستمهای سینوپتیک را در مناطق آب و هوایی مختلف سطح زمین، جداگانه بررسی خواهیم کرد. به طور کلی، سیستمهای سینوپتیک منطقه حارّه به سوی غرب و سیستمهای سینوپتیک منطقه برون‌حارّه به سوی شرق به حرکت درمی‌آیند، اما پیش از بحث در مورد انواع سیستمهای سینوپتیک، لازم است به بررسی توده‌های هوا بپردازیم؛ زیرا سیستمهای سینوپتیک، در واقع، در این توده‌ها شکل می‌گیرند.

۸ـ۲ توده‌های هوا

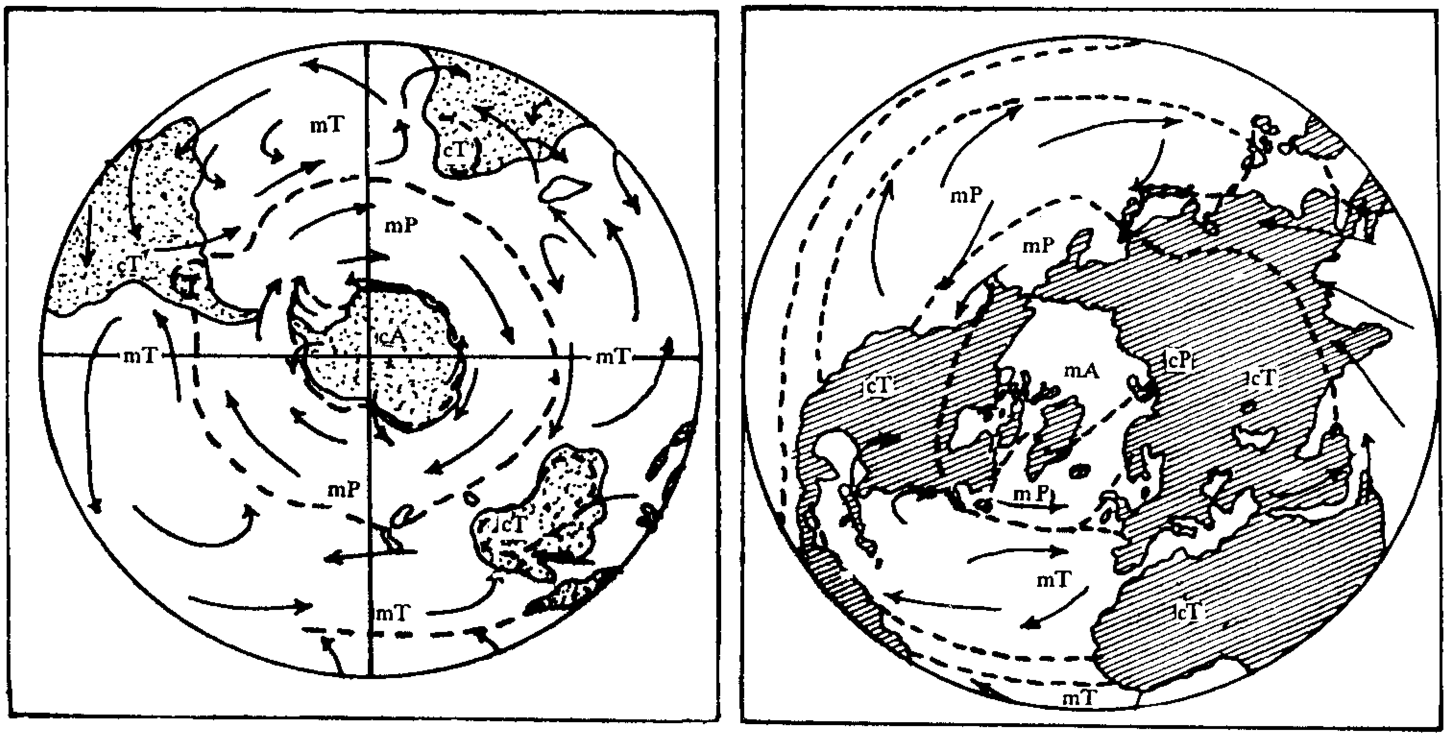
توده هوا حجم بزرگی است از هوا به ابعاد هزارها کیلومتر که افت محیطی دما و توزیع افقی دما، رطوبت و فشار در آن تقریباً متجانس است؛ به عبارت ساده‌تر، توده هوا حجم بزرگی از جوّ باروتروپیک در منطقه‌ای وسیع است (بایرس، ۱۹۷۴)؛ بدین‌معنی که در آن، سطوح همفشار به موازات سطوح هموزن واقع شده‌اند.

اینگونه توازی وقتی پدید می‌آید که یک مرکز پرفشار گسترده برای مدتی محدود (چند روز) در منطقه‌ای وسیع مستقر شود؛ بنابراین، می‌توان گفت هر آنتی‌سیکلون یک تودهٔ هواست که در مدت استقرار خود، از طریق فرایندهای تابش، رسانایی و همرفتی ویژگیهای دمایی سطح زمین را به توده هوای بالای خود منتقل می‌کند و در نتیجه، آن توده هوا ویژگیهای منطقه را کسب می‌کند.

توده هوای به وجود آمده از طریق گردش آنتی‌سیکلون، به اطراف پخش می‌شود و به نقاط دورتر از کانون خود می‌رود. پخش توده هوا، یا از طریق زبانه‌ای از آنتی‌سیکلون به نواحی مجاور صورت می‌گیرد یا از طریق تشکیل و حرکت آنتی‌سیکلونهایی با مقیاس سینوپتیک به اطراف حرکت می‌کند. مثال حالت اول نفوذ هوای سرد سیبری به داخل ایران و مثال حرکت دوم ورود هوای بالای اقیانوس‌کبیر



الف) توده‌های هوای زمستان هر دو نیمکره



ب) توده‌های هوای تابستان هر دو نیمکره (بری و کورلی، ۱۹۷۸)

شکل ۸.۱ پراکندگی توده‌های هوا برروی کره زمین

به صورت آنتی‌سیکلونهایی به داخل قاره امریکاست. به هر حال، ویژگیهای توده هوا طی حرکت آن تغییر می‌کند و گاه در پایان مسیر، ویژگیهایی کاملاً متفاوت با ویژگیهای کانون خود دارد.

در محل برخورد دو توده هوای متضاد، صفحه باریک و شیداری ایجاد می‌شود که آن را جبهه یا منطقه گسستگی می‌نامند. این منطقه گسستگی، در مقایسه با توده‌های هوای دو طرف که هر یک باروتروپیک است، وضعیت باروکلینیک دارد.

تقسیم‌بندی توده‌های هوا

توده‌های هوا را براساس عرض جغرافیایی کانون آن به قطبی (عرضهای بالا) و حارّه‌ای (عرضهای پایین)، و از نظر سطح زیرین کانون به قاره‌ای و اقیانوسی تقسیم می‌کنند؛ بنابراین، چهار نوع توده هوا وجود دارد: توده هوای قاره‌ای قطبی[1]، اقیانوسی‌قطبی[2]، قاره‌ای حارّه‌ای[3]، اقیانوسی حارّه‌ای[4]. بعضی دانشمندان توده هوای تشکیل شده برروی جنوبگان و خشکیهای مجاور شمالگان را قاره‌ای شمالگان[5] و توده هوای تشکیل شده برروی خط استوا و آبهای نزدیک آن را اقیانوسی استوایی[6] می‌نامند.

شکل ۱ـ۸ پراکندگی توده‌های هوا را در سطح زمین در زمستان و تابستان نشان می‌دهد.

در این شکل (بویژه در وضعیت زمستانی) می‌توان دید که کانون توده‌های هوا مرکز آنتی‌سیکلونهای مهم سطح زمین است: توده‌های هوای CP در محل فرابارهای حرارتی سیبری و کانادا؛ توده هوای CA در مرکز فرابار حرارتی واقع برروی کلاهک قطبی شمال و جنوب (شمالگان و جنوبگان)؛ توده هوای CT در محل فرابارهای دینامیکی منطقه جنب‌حارّه (STHP) برروی خشکیها (مانند کالیفرنیا، برمودا، آزور، بیابان افریقا، جنوب شرق آسیا، استرالیا و جنوب امریکای جنوبی)؛ توده هوای MT در مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای در دو طرف خط استوا؛ و سرانجام، توده هوای MP که معمولاً از گذار درازمدت هوای CP یا CA از روی اقیانوسهای واقع در عرضهای بالاتر به وجود می‌آید.

---

1. Continental Polar (CP)
2. Maritime Polar (MP)
3. Continental Tropical (CT)
4. Maritime Tropical (MT)
5. Continental Arctic (CA)
6. Maritime Equatorial (ME)

۱. توده‌های هوای عرضهای بالا (قطبی)

این توده‌های هوا، در منطقهٔ گسترش بادهای غربی و به طور عمده در نواحی پوشیده از برف در بالاتر از مدار ۴۵ درجه تشکیل می‌شوند و همراه با پیشروی و پسروی بادهای غربی حرکت می‌کنند. کانون عمده وجود این توده‌های هوا که حاشیه رو به استوای آنها جبههٔ قطبی را به وجود می‌آورد، خشکیهای وسیع سیبری، کانادا، گرینلند، شمالگان و جنوبگان است.

این توده‌های هوا که از نوع CA و CP هستند، در زمستان، از نظر گسترش مکانی و ویژگیهای اقلیمی به حداکثر رشد خود می‌رسند. در این فصل، به علت تابش زمین، دمای طبقات پایین جوّ بر روی سرزمینهای هموار و پوشیده از یخ کاهش پیدا می‌کند و لایه وارونگی دما در سطوح پایین‌تر از ۷۰۰ هکتوپاسکال به وجود می‌آید. این لایه وارونگی ویژگی عمده توده‌های هوای CP و CA، بویژه در زمستان است، اما در تابستان، به علت زیادشدن زاویه تابش و نیز مدت تابش پرتوهای خورشید، برف در بیشتر سرزمینهای اطراف قطب ذوب و لایه یخبندان نیز به عمق خاک منتقل می‌شود. مجموعه این شرایط، توده هوای روی این مناطق را معتدلتر و ملایمتر می‌کند. در جدول ۱ـ۸ می‌توان دید دمای متوسط CP در زمستان ۳۵− تا ۲۰− و در تابستان ۵ تا ۱۵ درجه سلسیوس است.

در زمستان، چون آبهای شمالگان یخبسته است، توده هوای CA با دماهای ۳۵− تا ۵۵− درجه تمام شمالگان را به اضافه گرینلند و حاشیه شمالی سیبری و کانادا فرامی‌گیرد و تودهٔ هوای CP نیز با دماهای نسبتاً ملایمتر، از قطب تا عرضهای ۴۵ درجه را اشغال می‌کند، اما در نیمکره جنوبی، به علت نبود خشکی بدون برف، توده هوای CP تشکیل نمی‌شود و توده هوای CA فقط جنوبگان را اشغال می‌کند.

در تابستان، یخهای شمالگان ذوب می‌شوند و درنتیجه، به جای توده هوای CA، توده هوای MA ایجاد می‌شود و نیز در مناطق شمال مدار ۵۵ درجه شمالی، توده هوای CP به وجود می‌آید، اما در جنوبگان، به دلیل ضخامت یخ، در سرتاسر تابستان نیز توده هوای CA مستقر است.

توده‌های هوای CP و CA، چه شمالی و چه جنوبی، در مسیر حرکت خود از روی اقیانوسها یا زمینهای نسبتاً گرم عبور می‌کنند و براثر گرم شدن از پایین و کسب رطوبت،

جدول ۸.۱ ویژگیهای عمده توده‌های هوا (تروارتا وهورن، ۱۹۸۰)

نام توده هوا	دما (°C)	نم ویژه (g/Kg)	پایداری	کانون تشکیل
اقیانوسی حارّه‌ای	۳۰-۲۲	۲۰-۱۵	شرطی	اقیانوسهای منطقه حارّه و جنب‌حارّه، جنگلهای آمازون، کنگو و قسمتی از جنوب شرقی آسیا
قاره‌ای حارّه‌ای	۴۲-۳۰	۱۰-۵	شرطی	بیابانهای جنب‌حارّه، بویژه صحرا و استرالیا
اقیانوسی قطبی				
زمستان	۱۰-۰	۸-۳	شرطی	اقیانوسهای بالاتر از ۴۵ یا ۵۰ درجه
تابستان	۱۴-۲	۱۰-۵		
قاره‌ای قطبی				
زمستان	۳۵-تا۲۰-	۰/۶-۰/۲	بسیار پایدار، دارای لایه وارونگی دما در سطح زمین پایدار، پایدار شرطی	داخل قاره‌ها بین ۴۵ و ۵۵ درجه شمال مدار ۵۵ یا ۶۰ درجه شمالی
تابستان	۱۵-۵	۹-۴		
قاره‌ای شمالگان				
زمستان	۳۵-تا۵۵-	۰/۲-۰/۰۵	پایدار، دارای لایه وارونگی‌دما از زمین تا ارتفاع ۲ کیلومتری	داخل قاره‌ها در شمال ۵۵ درجه شمالی در تابستان فقط در داخل گرینلند و جنوبگان مشاهده می‌شود

تغییر ماهیت می‌دهند؛ برای نمونه، وقتی توده‌های CP و CA از روی قاره امریکا وارد اقیانوس‌اطلس یا از روی آسیا وارد اقیانوس‌کبیر می‌شوند، تبدیل به توده هوای MP می‌شوند. دمای توده هوای اخیر، در تابستان ۲ تا ۱۴ درجه سلسیوس در زمستان ۰ تا ۱۰ درجه سلسیوس است (جدول ۱ـ۸) که براثر عبور از روی دریا، رطوبت کافی نیز گرفته است و در نتیجه باران و برف بیشتری ایجاد می‌کند.

توده هوای MP، به علت آمیزش متلاطم رطوبت و دما، بتدریج در لایه‌های پایین خود ناپایدار می‌شود و سرانجام ناپایداری شرطی پیدا می‌کند. کانون توده هوای MP در نیمکره شمالی اقیانوس‌کبیر و اقیانوس اطلس و در نیمکره جنوبی تمام اقیانوسهاست.

۲. توده‌های هوای عرضهای پایین (حارّه‌ای)

کانون توده‌های هوای عرضهای پایین (گرم)، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای روی قاره‌ها یا اقیانوسهاست. این توده‌ها، در تابستان، به علت نزول نسبتاً ملایم هوا در

لایه‌های بالایی جوّ، در داخل قاره‌ها نیز ایجاد می‌شوند.

بیشتر توده‌های هوای عرضهای پایین از نوع MT هستند و توده هوای CT فقط برروی خشکیها ایجاد می‌شود. رطوبت و دمای توده هوای MT، بویژه در قسمتهای نزدیک به زمین، زیاد است (جدول ۱ـ۸)، در حالی که رطوبت توده هوای CT کمتر از توده هوای MT، ولی دمای آن بیشتر است. توده هوای MT، در حاشیه شرقی مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای، به جهت دینامیکی (کاهش چرخندگی انحنایی) و حرارتی (عبور از روی جریانهای سرد اقیانوسی) حالت پایدار دارد، ولی در حاشیه غربی، همین مراکز درست به علت وجود شرایط عکس حاشیه شرقی، ناپایدار است و به ایجاد ابر و بارش بیشتر منجر می‌شود. در مقابل، توده هوای CT، در بیشتر موارد، به دلیل خشک بودن زیاد و دمای بالا، ابر و بارش ایجاد نمی‌کند و همیشه با آسمانی صاف و تابش شدید خورشید همراه است. هوای ایران در تابستان نمونه‌ای از این گونه هواست.

بنابراین، توده هوای MT از طریق حاشیه غربی مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به عرضهای برون‌حارّه گسترش می‌یابد و همانطور که اشاره کردیم، بیشتر بارشهای جوّی منطقه برون‌حارّه را در همین حاشیه ایجاد می‌کند.

محل تلاقی توده هوای MT و CP در منطقه برون‌حارّه، جبهه قطبی را به وجود می‌آورد.

تعدیل توده‌های هوا

به محض حرکت توده هوا از کانون خود، تأثیر عوامل حرارتی و دینامیکی آن را تعدیل می‌کند. وقتی توده هوا از روی زمین سرد یا گرم عبور می‌کند، از زیر سرد یا گرم می‌شود.

در حالت اول که هوای گرم از روی زمین سرد می‌گذرد، وزش گرم صورت می‌گیرد و هوا بتدریج از زیر سرد و در نتیجه پایدارتر می‌شود. چنین توده هوایی را با علامت W نشان می‌دهند و این به معنی آن است که هوا گرمتر از سطح زیرین خود است. این وضعیت در مواقعی رخ می‌دهد که هوا از عرضهای پایین به طرف عرضهای بالا یا از روی اقیانوس برروی ساحل سردتر یا برروی منطقه جریان اقیانوسی سرد عبور کند.

وقتی توده هوا از روی زمین گرم عبور می‌کند، وزش سرد صورت می‌گیرد و آن توده هوا بتدریج از زیر گرم و ناپایدار می‌شود. چنین توده هوایی با علامت K نشان داده می‌شود؛ یعنی اینکه هوا سردتر از سطح زمین زیر خود است. نمونه بارز این وضعیت،

گسترش هوای سرد سیبری برروی دریای خزر در پاییز است.

در طول مسیر این عبورها، رطوبت تودهٔ هوا نیز بر اثر تبخیر و تراکم، افزایش یا کاهش پیدا می‌کند.

عوامل دینامیکی نیز ماهیت توده هوا را تغییر می‌دهند؛ برای مثال، اگر توده هوا به سد کوهستانی برخورد کند، از دامنه بادگیر صعود کرده، به واسطه تراکم رطوبت خود را از دست می‌دهد و در دامنه بادپناه هم براثر نزول آدیاباتیک گرمتر می‌شود.

توده هوای CA از سیبری که در فلات مرکزی ایران سرمایی شدید را به وجود می‌آورد، پس از صعود از کوههای زاگرس از دامنه جنوبی و غربی آنها نزول می‌کند و ملایمتر می‌شود. در این حالت، توده هوای مذکور، در واقع به CP ملایم تبدیل شده است.

علاوه بر سدهای کوهستانی، قرار گرفتن در معرض موجهای بادهای غربی نیز ماهیت تودهٔ هوا را تغییر می‌دهد، به طوری که اگر منطقه واگرایی بالایی روی توده هوای پایدار قرار گیرد، آن را به سمت ناپایدار شدن می‌کشد و اگر منطقه همگرایی بالایی برروی توده هوای ناپایدار قرار گیرد، آن را به سمت پایدار شدن سوق می‌دهد. پایداری و ناپایداری توده هوا را به ترتیب با حروف S و U نشان می‌دهند.

هر چه مسیر عبور طولانی‌تر باشد، تأثیر عوامل تغییردهنده ماهیت هوا نیز بیشتر است و چه بسا در پایان مسیر، توده هوای کاملاً متفاوتی ایجاد شود؛ برای نمونه، توده هوای CP در شمال اروپا، هنگام عبور از روی دریای مدیترانه به حدی تغییر ماهیت می‌دهد که دیگر نمی‌توان نام CP را در مورد آن به کار برد، چنانکه توده هوای MP از اقیانوس اطلس نیز پس از عبور از منطقه مدیترانه، چنین وضعیتی را پیدا می‌کند. بعضی دانشمندان این توده هوا را توده هوای مدیترانه‌ای نامیده‌اند. توده هوای مدیترانه‌ای، مرطوبتر از CP ولی خشکتر از MP است. فرایند تعدیل در نتیجهٔ اثر دریای مدیترانه برروی هوای CT از بیابان افریقا، اثر دریای خزر برروی CA از سیبری و اثر دریاچه‌های پنجگانه امریکا برروی هوای CP از کانادا نیز صورت می‌گیرد؛ مثلاً هوای CP از کانادا، در زمستان ضمن عبور از روی دریاچه‌های پنجگانه رطوبت می‌گیرد و سبب ریزش برف سنگین در ساحل بادپناه این دریاچه به طرف جنوب یا شرق می‌شود.

۸ـ۳ جبهه‌ها

مرز بین دو توده هوای متفاوت را جبهه می‌نامند. برخلاف توده‌های هوا که از هوای تقریباً باروتروپیک تشکیل شده‌اند، جبهه‌ها هوایی باروکلینیک دارند و در آنها یک

توده هوا بتدریج به توده هوای دیگری تبدیل می‌شود؛ بنابراین، جبهه *منطقه گذار* است.

در قرن نوزدهم، جبهه را به صورت خط گسستگی فرض می‌کردند. در اوایل قرن بیستم دریافتند که جبهه به صورت یک صفحه گسستگی، از سطح زمین تا سطوح بالای اتمسفر ادامه دارد. وی. بیرکنس، در سال ۱۹۱۸، جبهه را منطقه‌ای سه بُعدی و عارضه‌ای عمده در جوّ زمین مطرح کرد. در دهه ۱۹۲۰، دانشمندان مکتب هواشناسی نروژ، مانند برجرون، بیرکنس و سولبرگ، نظریه جبهه قطبی را به عنوان مرز بین توده هوای قطبی و توده هوای حارّه‌ای و نیز عامل تشکیل سیکلونهای جبهه‌ای ارائه کردند (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹). طبق این نظریه، سطح زمین پوشیده از توده‌های هوای متفاوت است که حد فاصل بین آنها را جبهه‌ها تشکیل می‌دهند.

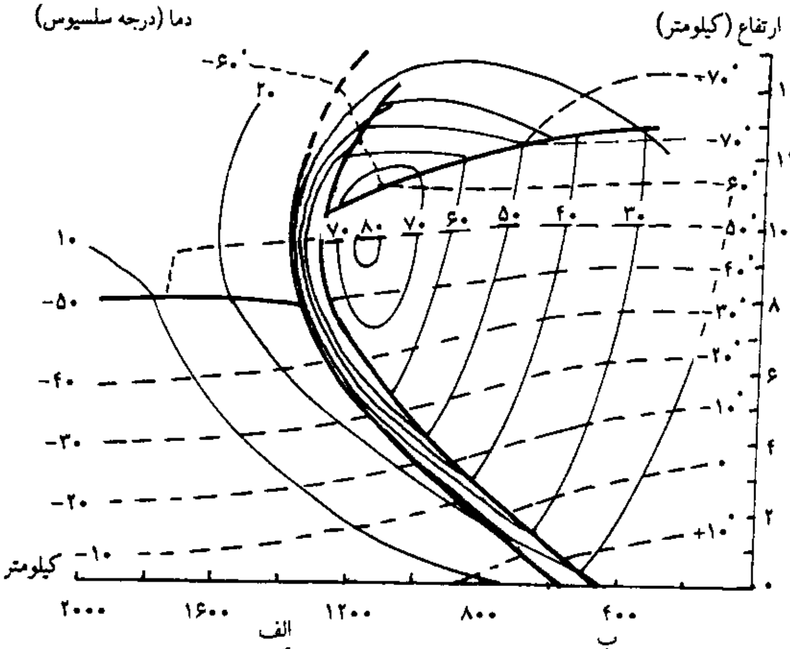
جبههٔ قطبی

مهمترین این جبهه‌ها[1] جبهه قطبی است که مرز بین توده هوای قطبی و توده هوای حارّه‌ای است. چون توده‌های هوای قطبی یا حارّه‌ای در سرتاسر جوّ پایینی و زمین پیوسته نیستند و در بعضی نواحی نایکنواختی در وجود آنها دیده می‌شود، جبهه قطبی نیز حلقه پیوسته‌ای نیست و بنابه شرایطی که در آن به وجود آمده، در بعضی جاها وجود دارد و در بعضی نواحی دیده نمی‌شود؛ با وجود این، جبهه قطبی در تمام نقشه‌های هوا مشاهده می‌شود و به همین دلیل یکی از عناصر اصلی گردش عمومی هوا در منطقه برون‌حارّه به شمار می‌آید.

پهنای جبهه قطبی کمتر از ۶۰ کیلومتر نیست و به طور متوسط بین ۱۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتر است. برقرار شدن جبهه در سطح زمین، بیشتر با تغییر ناگهانی دما و تغییر جهت باد معلوم می‌شود (شکل ۸ـ۲). حضور جبهه در طبقات میانی و بالای جوّ، کاملاً مشخص و نقش آن قابل ملاحظه است. از معیارهای دیگر برای شناخت جبهه، علاوه براختلاف دما و جهت باد، اختلاف رطوبت است. اختلاف دما بین دو طرف جبهه، به حدود ۱۰ درجه سلسیوس می‌رسد (استرینگر، ۱۹۸۰) و خطوط همدما فشرده‌تر می‌شوند.

---

۱. از انواع دیگر جبهه‌ها می‌توان جبهه نسیم دریا و نسیم کوه، جبهه گرم و جبهه سرد را نام برد.



شکل ۸.۲ نیمرخ عمودی اتمسفر در محل جبهه قطبی؛ دو خط پررنگ، محل جبهه قطبی را مشخص می‌کنند؛ خطوط باریک خطوط همسرعت و خطوط مقطّع خطوط همدما هستند. به تغییر ناگهانی دما برروی جبهه قطبی توجه کنید (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹).

جبهه قطبی درزمستان، درسطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، در محدوده بین خطوط همدمای ۲۴-۳۴ درجه سلسیوس مشاهده می‌شود، ولی درتابستان، دمای منطقه جبهه حدود ۱۰ درجه سلسیوس بیشتر از دمای زمستانی است. محل تشکیل جبهه قطبی، به طور کلی، مدار ۴۸ درجه است، اما در بعضی مواقع تا مدارهای ۷۲ و ۳۰ درجه نیز تغییر مکان می‌دهد. از آنجا که در جبهه قطبی هوای گرم و سرد درکنار هم قرار می‌گیرند و هوای گرم منطقه حارّه سبکتر از هوای قطبی است، در لایه‌های بالاتر اتمسفر، این هوا منبسط‌تر شده، به طرف قطب گسترش می‌یابد، در حالی که هوای سرد و سنگین قطبی منقبض می‌شود. همین امر سبب می‌شود که سطح جبهه قطبی درجهت عمود، با افزایش ارتفاع، به طرف قطب متمایل شود. شیب سطح جبهه از حداکثر یک در هشتاد تا حداقل یک در سیصد فرق می‌کند.

۱. *علت تشکیل جبهه قطبی*

طبق تحقیقات رید[1] (۱۹۶۰)، علت اساسی تشکیل جبهه قطبی، توزیع دمای سطح

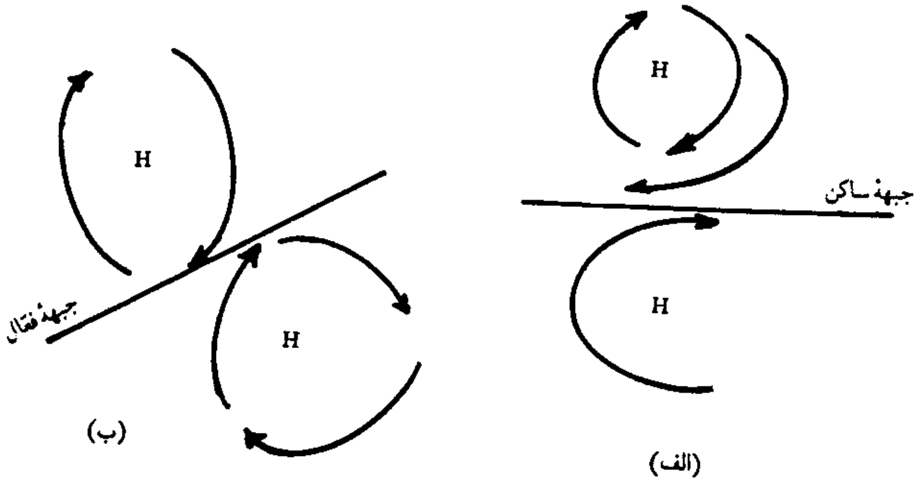
1. Reed

اقیانوسهاست و در جایی که خطوط همدمای اقیانوسها فشرده‌تر هستند (وضعی که به طور عمده بر سواحل غربی آنها حاکم است)، جبهه قطبی فراوانتر یافت می‌شود. معیار دیگر برای تشخیص مکان وقوع جبههٔ قطبی، محل وزش موجهای بلند بادهای غربی است، به طوری که مرز بین جریان شمال غربی و جریان جنوب غربی، در امتداد تقریبی محور فرود، محل تقریبی تشکیل جبهه قطبی است.

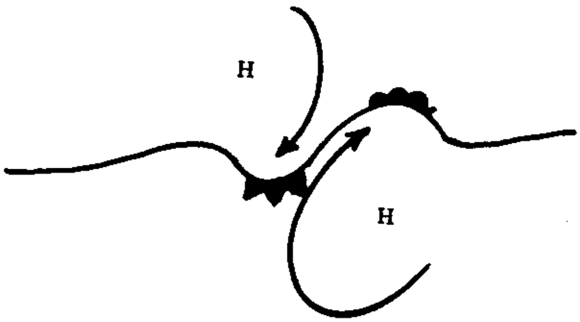
۲. *حرکت هوا در جبهه قطبی*

در بحث از توده‌های هوا اشاره کردیم که هوای سرد و گرم از آنتی‌سیکلونهای مربوط به اطراف پخش می‌شود و به طرف همدیگر حرکت می‌کنند. درنهایت، بسته به نحوه استقرار این آنتی‌سیکلونها نسبت به هم ممکن است دو جریان متضاد (سرد و گرم) در منطقه جبهه به موازات هم حرکت کنند که در این صورت، جبهه قطبی را غیرفعال یا ساکن می‌نامند (شکل ۳ـ۸ الف)، یا این دو جریان در جهت مقابل به هم حرکت کنند (شکل ۳ـ۸ ب) که درنتیجه، دو توده هوا با هم برخورد کرده، تداخل می‌کنند؛ به عبارت ساده‌تر، جهت حرکت در دو طرف، عمود بر خط جبهه است. در این صورت، چون هوای گرم حارّه گرمتر و سبکتر است، به طرف قطب و به سمت بالای هوای سرد قطبی حرکت می‌کند و به عبارت دیگر، برروی هوای سرد صعود می‌کند، اما از طرف دیگر، هوای سرد قطب، به علت سنگینی، به زیر هوای گرم حارّه می‌رود. به این ترتیب، در محل تلاقی چنین جبهه‌ای تلاطم ایجاد می‌شود، به طوری که جبهه قطبی، در محل حرکت هوای گرم به طرف قطب و در محل حرکت هوای سرد به طرف استوا، برآمدگی پیدا می‌کند (شکل ۴ـ۸). این فرایند در جبهه قطبی موج ایجاد می‌کند و نتیجه آن تشکیل سیکلون و پدید آوردن جبهه‌های سرد و گرم است که در بحث از سیکلونها، بتفصیل به شرح آن خواهیم پرداخت. پس پیشاپیش هوای گرم، جبهه گرم و پیشاپیش هوای سرد، جبههٔ سرد ایجاد می‌شود و جبهه قطبی به دو جبهه سرد و گرم تبدیل می‌گردد که این دو جبهه جزئی از ساختار سیکلونها می‌شوند.

بنابر آنچه گفتیم، توده‌های هوا معرف آنتی‌سیکلونها و جبهه قطبی (یا هر جبهه دیگر) نشاندهنده هوای ناآرام سیکلونهاست. جبهه قطبی عامل به وجود آورنده سیکلونهای جبهه‌ای منطقه برون‌حارّه به حساب می‌آید.



شکل ۸.۳ الف) چگونگی تشکیل جبهه ساکن؛ ب) جبهه فعال



شکل ۸.۴ چگونگی ایجاد جبهه‌های سرد و گرم در جبهه قطبی

جبههٔ قطبی منطبق بر منطقه حداکثر اختلاف دما و درنهایت، اختلاف فشار است؛ در نتیجه، انتقال ماده و انرژی در آن بیش از هر جای دیگر در جوّ زمین است. انتقال ماده و انرژی سبب جریان یافتن هوا می‌شود. این جریان (بادها)، به علت اختلاف فشار زیاد در جبهه قطبی شدیدتر است. جهت بادها در سطح زمین، نسبتاً به حالت نصف‌النهاری است، اما با افزایش ارتفاع، وضعیت ژئوستروفیک حاصل می‌شود و بادها به موازات خطوط همفشار و در امتداد جبهه قطبی می‌وزند. چون سرعت این بادها از ۳۰ متر در ثانیه بیشتر است، رودباد به وجود می‌آید که آن را رودباد جبهه قطبی می‌نامند. چنین رودبادی جزء جدایی‌ناپذیر از گردش عمومی جوّ در منطقه برون‌حارّه به

شمار می‌رود؛ به طوری که نقش آن در تشکیل و هدایت سیکلونها اگر بیش از جبهه قطبی نباشد، کمتر نیست. وقتی رودباد جبهه قطبی[1] به وجود آید، به تشدید جریان هوا در جبهه قطبی کمک می‌کند. این تشدید از آن رو حاصل می‌شود که در دو طرف رودباد، حرکتهای عمودی متضادی صورت می‌گیرند که در نتیجه آنها، از یک طرف افزایش دما و از طرف دیگر کاهش دما به وجود می‌آید و این وضع خود اختلاف دما را زیادتر می‌کند و سبب بقای بیشتر جبهه قطبی می‌شود.

۳. جابه‌جاییهای جبهه قطبی

جامعترین و دقیقترین مطالعه در زمینه توزیع مکانی جبهه قطبی تا کنون، کار تحقیقی رید (۱۹۶۰) است. رید، براساس تعداد بسیاری نقشه‌های هوای روزانه، جبهه‌ها را برای زمستان و تابستان نیمکره شمالی در مدت پنج سال (۱۹۵۲ـ۱۹۵۶) استخراج کرده است. شکل ۵ـ۸ نتیجه کار او را نشان می‌دهد.

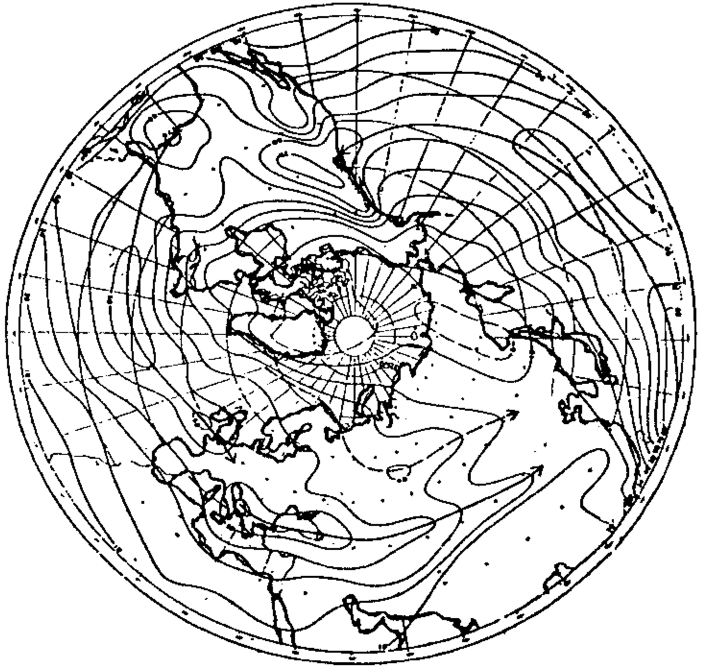
در زمستان سه ناحیه عمده جبهه‌ای مشاهده می‌شود که عبارتند از: جبهه قطبی اقیانوس اطلس، جبهه قطبی اقیانوس آرام و جبهه قطبی خشکی آسیا اروپا.

جبهه قطبی در غرب اقیانوسها، به دلیل برخورد جریانهای سرد و گرم با یکدیگر، فراوانتر و قوی‌تر است. در این جبهه‌ها با توجه به آرایش خاص مکانی که مراکز پرفشار جنب‌حاره‌ای دارند، جریان هوای گرم از غرب اقیانوسها به طرف عرضهای شمالی حرکت می‌کند و جریان هوای سرد نیز در زمستان از مراکز فرابار حرارتی سیبری و کانادا به سواحل غربی اقیانوسهای مجاور سرازیر می‌شود. در خشکی اوراسیا، به علت وسعت زیاد، هوای سرد به طرف جنوب سرازیر می‌شود و در حاشیه شمالی مدیترانه، با هوای نسبتاً گرم روی مدیترانه برخورد می‌کند که نتیجه آن ایجاد جبهه قطبی است.

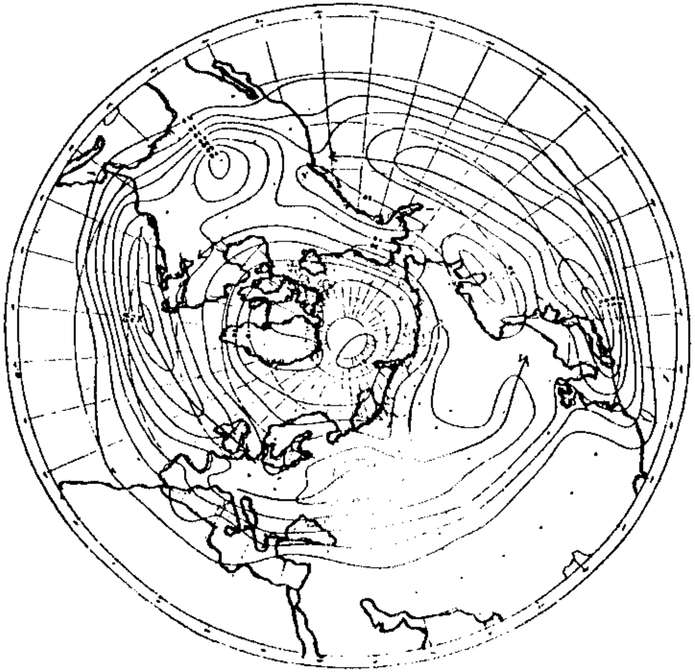
کانون دیگر جبهه قطبی، شرق کوههای راکی در امریکای شمالی است. در اینجا هوای نسبتاً گرم اقیانوس آرام ضمن نزول از دامنه شرقی کوهها به طریق آدیاباتیک گرمتر می‌شود و هوای روی خلیج مکزیک هم از غرب فرابارهای مستقر در جنوب شرقی امریکا بالا می‌آید. این توده‌های هوای گرم در برخورد با هوای سرد سرازیرشده از کانادا، جبهه قطبی را به وجود می‌آورند.

---

1. Polar Front Jet Stream



(الف)



(ب)

شکل ۸.۵ فراوانی مکانی جبهه‌ها در نیمکره شمالی برای فصل سرد (الف) و فصل گرم (ب)؛ اعداد روی منحنیها فراوانی درصدی مشاهدات را که در جبهه وجود داشته است نشان می‌دهد. پیکانها مناطق عمده تشکیل جبهه را نشان می‌دهند (رید، ۱۹۶۰).

فراوانترین محل جبهه‌زایی، جنوب شرقی آسیا، اطراف مجمع‌الجزایر فیلیپین است که حدود ۸۰ درصد از ایام سال، دارای جبهه است و این به دلیل بزرگی و گستردگی فرابار سیبری است که هوای سرد و خشک را در گردش موسمی زمستانی خود به سوی این مناطق سرازیر می‌کند. جبهه‌زایی در اقیانوس اطلس و قاره امریکا، به حدود ۶۰ الی ۷۰ درصد می‌رسد. منطقه مدیترانه پایین‌ترین درصد (۵۰ درصد) جبهه‌زایی را دارد و این به دلیل گذر اندک هوای سرد شمال از روی اقیانوس اطلس است.

جبهه قطبی روی مدیترانه اثر عمده‌ای در اقلیم جنوب غربی آسیا دارد. سیکلونهای تشکیل‌شده در روی این جبهه، به طرف خاورمیانه هدایت می‌شوند.

در تابستان (شکل ۵ـ۸)، همه مراکز جبهه‌زایی، از نظر تعداد، شدت زمستانی خود را دارند، با این تفاوت که از نظر مکانی به مدارهای بالاتری منتقل می‌شوند. مقدار این تغییر مکان در دریای مدیترانه بیش از جاهای دیگر است. در این قسمت، مرکز جبهه‌زایی در جنوب شرقی فنلاند قرار دارد.

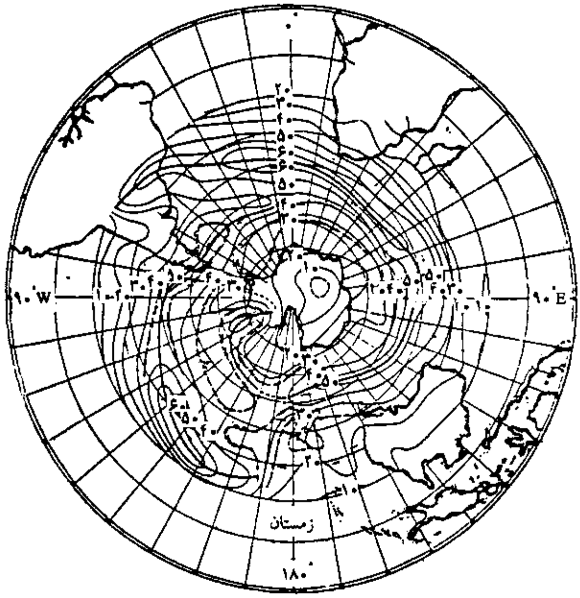
حرکت جبهه‌ها در تابستان به طرف عرضهای جغرافیایی بالا، به دلیل کاهش گسترش حلقه بادهای غربی در تابستان است. در این فصل، به دلیل گرم شدن خشکیهای شمالی، جبهه دیگری نیز بین هوای CP این نواحی و هوای CA شمالگان ایجاد می‌شود که به جبهه شمالگان موسوم است. این جبهه در کناره شمالی سیبری و کانادا به وجود می‌آید.

وَن لون[1] (۱۹۶۵)، مناطق جبهه‌زایی نیمکره جنوبی را برای تابستان ۱۹۵۸ و زمستان ۱۹۵۷ مطالعه کرده است (شکل ۶ـ۸). در زمستان یک حلقه جبهه‌زایی وجود دارد که از جنوب برزیل شروع می‌شود و تا اقیانوس آرام ادامه دارد. منطقه جبهه‌زایی دیگر از اقیانوس کبیر، در فاصله بین مدارهای ۳۰ـ۴۰ درجه جنوبی شروع می‌شود و در جهت جنوب شرقی، تا جنوب اقیانوس اطلس در حوالی مدار ۵۵ درجه جنوبی ادامه دارد (شکل ۶ـ۸ الف).

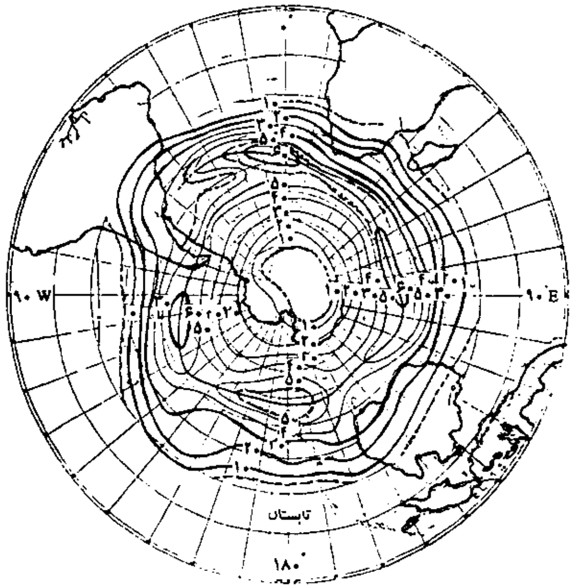
در تابستان نیمکره جنوبی، تمام این نیمکره یک کمربند جبهه‌زایی پیوسته‌ای دارد که در فاصله تقریبی بین مدارهای ۴۰ و ۵۰ درجه جنوبی، به دور نیمکره جنوبی کشیده شده است (شکل ۶ـ۸ ب).

---

1. Van Loon



(الف)



(ب)

شکل ۶ـ۸ فراوانی مکانی جبهه‌ها در نیمکره جنوبی برای فصل سرد (الف) و فصل گرم (ب) (وَن لون، ۱۹۶۵)؛ اعداد روی منحنیها، فراوانی درصدی مشاهدات را که در جبهه وجود داشته است نشان می‌دهد. دایره‌ها **مناطق عمده تشکیل جبهه را نشان می‌دهند (رید، ۱۹۶۰).**

۴ـ۸ رودباد

سرعت بادها در همه جای جوّ یکسان نیست. در همه نقشه‌های هوا، بدون استثنا، کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده می‌شوند که تا مسافتهایی بسیار طولانی کشیده شده‌اند. بنابه تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هرگاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر در ثانیه باشد، جریان رودباد به وجود می‌آید.

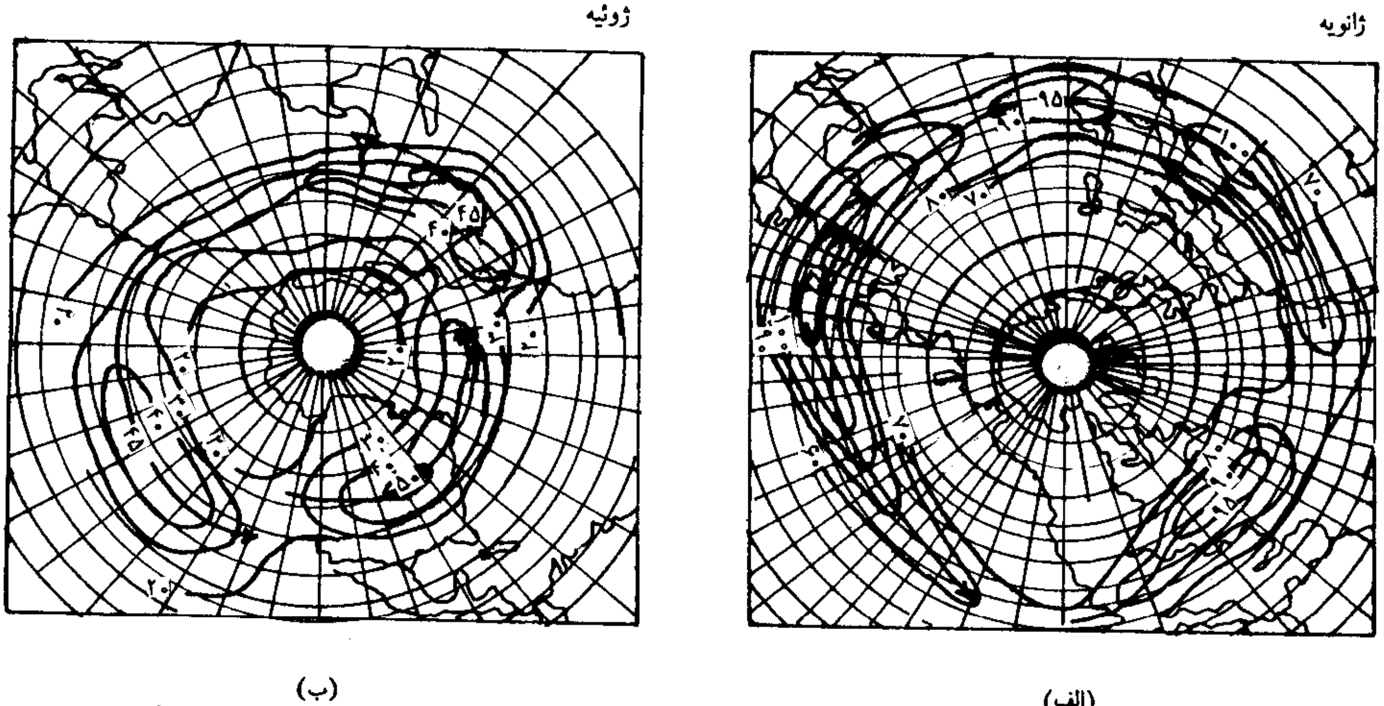
رودبادها که معمولاً در قسمتهای بالایی تروپوسفر یا لایه‌های پایینی استراتوسفر به وجود می‌آیند، حلقه‌های پیوسته‌ای را به دور کره زمین تشکیل نمی‌دهند، بلکه هسته‌هایی[1] از سرعت هستند که در داخل گردش عمومی جوّ، مانند هسته‌های سرعت در یک رودخانه حرکت می‌کنند. سرعت هسته‌های رودباد از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد. این کاهش به طرف قطب سیکلونی یا مثبت و به طرف استوا آنتی‌سیکلونی یا منفی است. کاهش سرعت رودباد در جهت عمودی حدود ۵ـ۱۰ متر در کیلومتر است (چانگ، ۱۹۷۲) و تقریباً در فاصله ۵ کیلومتری بالا و پایین هسته رودباد، سرعت باد به نصف سرعت در هسته آن می‌رسد.

در نقشه‌های هوا که براساس سالها بررسی پیگیر تهیه شده‌اند، رودباد بادهای غربی به شکل حلقه‌ای تقریباً پیوسته به دور نیمکره شمالی دیده می‌شود که در داخل خود هسته‌های حداکثر سرعت را دارد (شکل ۷ـ۸). در این شکل، در ماه ژانویه، سه هسته با حداکثر سرعت در شرق آسیا، شرق ایالات متحده و شمال افریقا دیده می‌شوند. هسته سرعت دیگری نیز با شدت نسبتاً کمتر برروی دریای عرب دیده می‌شود. در ماه ژوئیه نیز سه هسته عمده سرعت وجود دارد، با این تفاوت که به عرضهای جغرافیایی بالاتر تغییر مکان داده و از نظر سرعت نیز کاهش یافته‌اند.

در روی نقشه‌های هوا، رودباد به صورت هسته‌هایی کاملاً منفرد است که از نظر مکانی نیز کاملاً متغیرند. هسته‌های سرعت، یکی درحاشیه استوایی بادهای غربی ودیگری برروی جبهه قطبی منطقه برون‌حارّه بیش از نواحی دیگر حرکت می‌کنند و در نتیجه، دو بستر نسبتاً متمایز را به وجود می‌آورند که رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب‌حارّه‌ای نامیده می‌شوند. این دو رودباد، از نظر ارتفاع و مدار جغرافیایی، با هم فرق دارند.

---

۱. هسته سرعت به قسمتی از بادهای غربی گفته می‌شود که سرعت باد در آن حداقل ۳۰ متر در ثانیه یا بیشتر باشد.

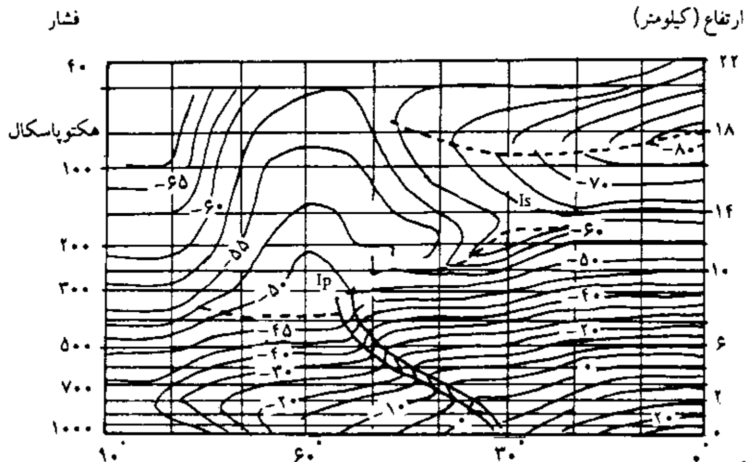


شکل ۸.۷ الف) محل رودباد در اتمسفر نیمکرهٔ شمالی در ژانویه؛ ب) ژوئیه؛ اعداد روی منحنیهای تک‌سرعت بر حسب گره است (چانگ، ۱۹۷۲).

رودباد جنب‌حارّه‌ای برروی مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای در حوالی مدار ۳۰ درجه، در سطح بالاتر از ۳۰۰ هکتوپاسکال و رودباد جبهه قطبی بربالای جبهه قطبی، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال جریان دارد. این رودبادها در جاهایی چون منطقه واگرایی بالایی در فرودهای شرق آسیا و شرق امریکا برهم منطبق می‌شوند و در این حال تأثیر اقلیمی آنها تشدید می‌شود.

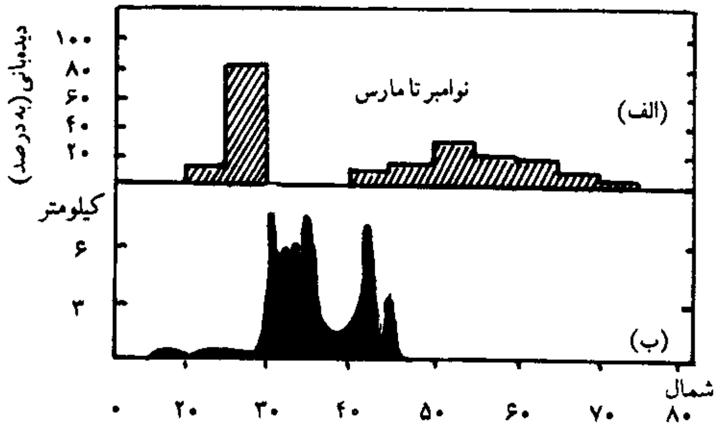
علل ایجاد رودباد

هسته رودباد معمولاً با اختلاف مکانی شدید درجه حرارت همراه است؛ برای مثال، همانطور که گفتیم، در بالای جبهه قطبی، به دلیل اختلاف دمای زیاد، سرعت باد نیز زیاد است؛ بنابراین، هر هسته رودباد با جوّ باروکلینیک همراه است. منطقه باروکلینیک هسته‌های رودباد جنب‌حارّه‌ای، به علت ارتفاع زیاد آن، تا طبقات میانی جوّ (تا سطح حدود ۴۰۰ هکتوپاسکال) ادامه دارد. ولی منطقه باروکلینیک رودباد جبهه قطبی تا سطح زمین ادامه پیدا می‌کند (شکل ۸ـ۸)؛ به همین دلیل، رودباد جنب‌حارّه‌ای در اقلیم سطح زمین اثر مستقیم قابل‌ملاحظه‌ای ندارد، اما رودباد جبهه قطبی اثر شدیدی در اقلیم سطح زمین دارد. این تأثیر، به طور عمده، به تشکیل سیکلونهای برون‌حارّه و هدایت آنها و نیز ایجاد ناپایداری در جوّ زیرین خود کمک می‌کند که سبب صعود هوا و در صورت وجود هوای گرم و مرطوب، سبب بارش می‌شود.



شکل ۸ـ۸ گسترش مداری و عمودی منطقه باروکلینیک زیر رودبادها؛ Ip محل رودباد جبهه قطبی و Is محل رودباد جنب‌حارّه را نشان می‌دهند. خط مقطّع، محل تروپوپاوز را در عرضهای مختلف جغرافیایی نشان می‌دهد (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹).

علت ایجاد رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب‌حارّه‌ای نیز با هم فرق دارد. رودباد جنب‌حارّه‌ای بر اثر ثابت‌بودن اندازه مقدار حرکت زاویه‌ای زمین به وجود می‌آید، اما انرژی جنبشی رودباد جبهه قطبی از اختلاف حرارتی بالای جبهه قطبی تأمین می‌شود و چون در منطقه برون‌حارّه، به دلیل حرکت توده‌های هوا، نواحی اختلاف حرارتی نوسان مکانی زیادی دارند، مکان جغرافیایی رودباد جبهه قطبی خیلی متغیرتر از رودباد جنب‌حارّه‌ای است (شکل ۹ـ۸). درست به همین دلیل، رودباد جنب‌حارّه‌ای، در فصل سرد در بیش از ۸۰ درصد موارد، در جنوب مدار ۳۰ درجه شمالی دیده می‌شود، در صورتی که رودباد جبهه قطبی توزیع پراکنده‌ای از ۴۰ درجه شمالی تا ۷۰ درجه شمالی دارد و فراوانی وقوع آن در هیچ جا از ۲۵ درصد تجاوز نمی‌کند. رودباد جبهه قطبی معمولاً در بالای جبهه‌های گرم و سرد، در فاصله ۶۰۰ـ۱۲۰۰ کیلومتری از جبهه گرم و ۳۰۰ـ۶۰۰ کیلومتری از پشت جبهه سرد وجود دارد.

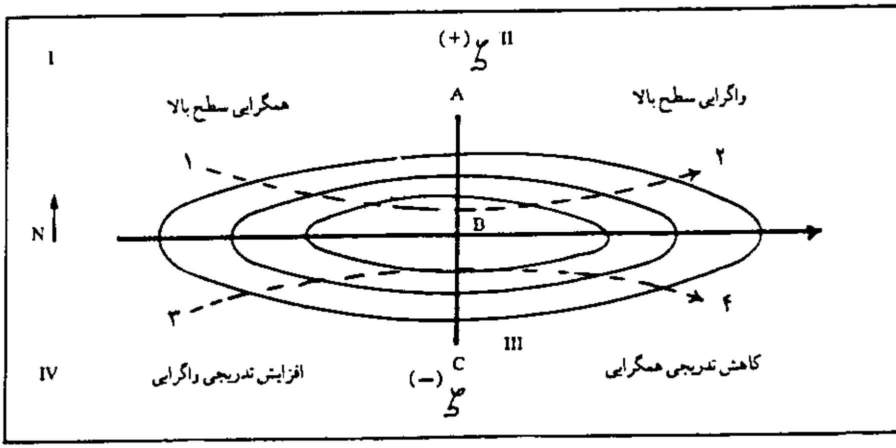


شکل ۹ـ۸ الف) توزیع مکانی محور رودباد در زمستان ۱۹۴۹ـ۱۹۵۰ در امتداد نصف‌النهار ۸۰ درجه شرقی؛ ب) نیمرخ ناهمواری در امتداد ۸۰ درجه شرقی. دو مرکز عمده رودباد یکی (جبهه قطبی) در شمال و دیگری (جنب‌حارّه‌ای) در جنوب ناهمواریهای مرتفع دیده می‌شود (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹).

حرکت در هسته رودباد

تأثیرهای اقلیمی هسته رودباد، بویژه در مورد رودباد جبهه قطبی، از طریق بروز حرکات عمودی در زیر این هسته صورت می‌گیرد. شکل ۱۰ـ۸ چگونگی این فرایند را نشان می‌دهد. در این شکل، منحنیهای بیضوی، خطوط همسرعت هستند. بیشترین سرعت در

نقطه B دیده می‌شود، بنابراین خط AC منطبق بر امتداد بیشترین تغییر سرعت (بادبرش) است. توده هوا در مسیر ورود خود به هسته رودباد، در منطقه قبل از خط AC افزایش سرعت و در منطقه بعد از آن کاهش سرعت پیدا می‌کند؛ به عبارت دیگر، تغییر سرعت در منطقه قبل از AC مثبت و بعد از AC منفی است. منطقه قبل از AC را ناحیه ورودی و منطقه بعد از آن را ناحیه خروجی می‌نامند. مقدار تغییر سرعت از ناحیه ورودی بتدریج افزایش و در ناحیه خروجی بتدریج کاهش می‌یابد.



شکل ۱۰ـ۸ تغییرات چرخندگی در یک هسته رودباد. منحنیها خطوط تکسرعت هستند و پیکان افقی جهت حرکت هسته رودباد را نشان می‌دهد. دو مسیر قوسی مقطّع، جهت حرکت دو حجم کوچک از هوا را نشان می‌دهند (هارمان، ۱۹۷۱). برای توضیح بیشتر به متن مراجعه کنید.

با این مقدمات، دو توده هوا را در نظر می‌گیریم که در مسیرهای ۱ـ۲ و ۳ـ۴ بترتیب از نیمه شمالی و نیمه جنوبی یک هسته رودباد عبور می‌کنند. جهت این حرکت در نیمه شمالی سیکلونی (مثبت) و در نیمهٔ جنوبی آن آنتی‌سیکلونی (منفی) است. Zs تودهٔ هوا، بتدریج، در ربع اول، مقدار مثبت بیشتری کسب می‌کند که در ربع دوم کمتر می‌شود و در ربع چهارم برمقدار منفی آن افزوده و در ربع سوم از این مقدار منفی بتدریج کاسته می‌شود.

در بحث از چرخندگی گفتیم که حاصلضرب چرخندگی مطلق در مساحت توده هوا، در هر نقطه‌ای ثابت است.

$$Za.\ A = \text{ثابت}$$

در مورد هسته رودباد، به علت کوچک بودن مساحت، می‌توانیم مقدار F را ثابت درنظر بگیریم؛ درنتیجه خواهیم داشت:

$Z_R . A =$ ثابت

$(Z_K + Z_s) . A =$ ثابت

به همان دلیل (کوچک بودن مساحت هسته رودباد)، اثر Z_K نیز قابل‌اغماض است؛ بنابراین، تغییرات چرخندگی برشی (Z_s) در یک سطح معین، با مساحت توده هوا رابطه معکوس دارد. بدین‌ترتیب، در سطح بالا، در ربعهای اول و سوم (نیمه چپ ورودی و نیمه راست خروجی)، مقدار Z_s در جهت مثبت بیشتر می‌شود و در نتیجه مساحت توده هوا کاهش می‌یابد که این امر به انقباض توده هوا در سطح بالا و به تبع آن حرکت نزولی می‌انجامد؛ درحالی که در ربعهای دوم و چهارم (نیمه راست ورودی و نیمه چپ خروجی) عکس این وضعیت رخ می‌دهد؛ یعنی Z_s بتدریج در جهت منفی پیش می‌رود و این وضع به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت صعودی می‌انجامد. نتیجه حرکات عمودی ایجاد ناپایداری در زیر ربعهای اول و سوم و پایداری در زیر ربعهای دوم و چهارم است.

حرکت عمودی در زیر هسته سرعت رودباد سبب حرکت افقی آن می‌شود، بدین‌ترتیب که در منطقه خروجی در نیمه چپ، به علت حرکت صعودی، دما کاهش می‌یابد و در نیمه راست آن، به دلیل حرکت نزولی، دما بالا می‌رود که همین امر به اختلاف دمای بیشتر منجر می‌شود و سرعت باد را زیادتر می‌کند. در حالی که در نیمه چپ منطقه ورودی، به دلیل حرکت نزولی، هوا گرمتر و در نیمه راست آن، به دلیل حرکت صعودی، هوا سردتر می‌شود. اما چون هوای سمت راست معرف هوای عرضهای پایین و هوای سمت چپ معرف هوای عرضهای بالاتر است، حرکتهای انجام شده در منطقه ورودی، به جای افزودن بر اختلاف دما، آن را تضعیف می‌کنند و در نتیجه از سرعت باد کاسته می‌شود. نتیجه نهایی این است که سرعت باد در منطقه خروجی افزایش و در منطقه ورودی کاهش می‌یابد و هسته سرعت بدین‌ترتیب پیشروی می‌کند.

سرعت باد در هسته رودباد در منطقه واگرایی بالایی فرودبادهای غربی بیشتر می‌شود. در اینجا حرکت صعودی منطقه واگرایی بالایی باحرکت صعودی نیمه چپ منطقه خروجی هسته رودباد جمع می‌شود و سرعت باد (یا حرکت هسته رودباد) را بیشتر می‌کند. البته مقدار حرکت صعودی و ناپایداری ناشی از آن نیز بیشتر می‌شود. بدین‌جهت است که هسته‌های رودباد بیشتر در منطقه جلوفرودها، بویژه فرودهای کوتاه، دیده می‌شوند؛

به عبارت دیگر، هر موج کوتاه یک هسته رودباد به همراه دارد که سرعت پیشروی هسته رودباد از موج کوتاه بیشتر و از هوا کمتر است؛ برای مثال، سرعت پیشروی هوا حدود ۱۸۰ کیلومتر در ساعت، هسته رودباد ۶۰ کیلومتر در ساعت، موج کوتاه ۴۰ کیلومتر در ساعت و موج بلند حدود ۱۰ کیلومتر در ساعت می‌تواند باشد (تروارتا و هورن، ۱۹۸۰).

۵ـ۸ اغتشاشهای منطقه برون‌حارّه

اغتشاشهای منطقه برون‌حارّه در سطح زمین در محدوده بادهای غربی و در سطوح بالای تروپوسفر فعالند. سیستمهای فعال در لایه‌های بالای تروپوسفر همان موجهای کوتاه هستند که علت عمده پدیداری آنها عوامل دینامیک است. موجهای کوتاه، به طور مستقیم یا غیرمستقیم (ایجاد سیکلون و آنتی‌سیکلون)، در هوای سطح زمین اثر می‌گذارند. در اینجا ابتدا به موجهای کوتاه و سپس به سیکلونها و آنتی‌سیکلونها می‌پردازیم.

موجهای کوتاه

در تمام نقشه‌های هوای سطوح بالای جوّ مشاهده می‌شود که خطوط هم‌ارتفاع مسیری سینوسی را طی می‌کنند و موجهایی دارند که جهت فرود آنها به طرف استوا می‌باشد. در نقشه‌های هوای روزمره، تعداد این موجها زیاد است که به تناسب این افزایش، تعداد طول آنها کمتر می‌شود، اما این طول هیچگاه به مرز موجهای بلند ساکن نمی‌رسد. موجهای کوتاه هوای روزمره مناطق را کنترل می‌کنند. اگر نقشه‌های هوای ناحیه‌ای را طی چند روز متوالی مطالعه کنیم، متوجه می‌شویم که موجهای کوتاه در منطقه خاصی بیش از جاهای دیگر جلوه می‌کنند و به تعبیری عمیقتر می‌شوند. این منطقه، محل فرود موج بلند ساکن است.

ساختار و مکانیسم موجهای کوتاه نظیر موجهای بلند است، گرچه موجهای کوتاه، به دلیل داشتن طول کمتر و عمق بیشتر، سریعتر حرکت می‌کنند. بعلاوه چون این موجها بیشتر در حوالی مسیر رودباد رشد می‌کنند، در بیشتر موارد هسته رودباد را به همراه دارند. این هر سه عامل به سرعت بیشتر حرکت عمودی و در نتیجه حرکت افقی موجهای کوتاه نسبت به موجهای بلند منجر می‌شود، هر چند که مسیر حرکت موجهای کوتاه را موجهای بلند تعیین می‌کنند. به همین دلیل، این موجها در مسیر حرکت خود در منطقه فراز موجهای بلند تضعیف و در منطقه فرود آنها تقویت می‌شوند و از طرفی چون در بیشتر موارد، هسته رودباد را به همراه دارند، مسیر رودباد جبهه قطبی را نیز مشخص

می‌کند؛ به عبارت دیگر، محل رودباد جبهه قطبی مسیر حرکت آنها را مشخص می‌کند.

اثر موجهای کوتاه در اقلیم سطح زمین، در واقع از طریق حرکت عمودی زیر آنها صورت می‌گیرد. در زیر منطقه واگرایی بالایی، به دلیل کاهش چرخندگی نسبی، مساحت مقطع افقی توده هوا در تراز بالا (باتوجه به ثابت بودن Za. A) افزایش پیدا می‌کند که به ایجاد ناپایداری منجر می‌شود و هوا بناچار حرکت صعودی پیدا می‌کند. اگر این ناپایداری دینامیک که در منطقه واگرایی بالایی به وسیله موج کوتاه ایجاد شده است در توده هوای گرم و مرطوب صورت بگیرد، صعود هوا تا حد ایجاد ابر و وقوع بارش ادامه می‌یابد. این فرایند در ایجاد بارش در منطقه برون‌حازه بسیار مهم است، چندانکه بیشتر بارندگیهای منطقه خاورمیانه به واسطه ناپایداری موجهای کوتاه صورت می‌گیرد (علیجانی، ۱۹۸۱).

زیر محور فرود موج کوتاه نیز ناپایداری ایجاد می‌شود که بیشتر، ناپایداری حرارتی است تا دینامیک و نتیجه ورود موج کوتاه همراه با هوای سرد به منطقه‌ای نسبتاً گرم است که سبب افت محیطی دما و صعود هوای زیرین می‌شود. میزان صعود در زیر محور فرود کمتر از صعود در منطقهٔ واگرایی بالایی است و در نتیجه مقدار بارش ناشی از آن نیز کمتر است. شکل ۱۱ـ۸ اثر موجهای بادهای غربی در پراکندگی بارش را نشان می‌دهد.



شکل ۸.۱۱ توزیع مکانی بارش در زیر یک فرود. منطقه پرباران در زیرمنطقه وزش چرخندگی مثبت و کم‌بارانترین منطقه، زیرمنطقه وزش چرخندگی منفی قرار دارد. خطوط باریک خطوط هم‌ارتفاع و دو خط پررنگ مسیر حرکت چرخندها را نشان می‌دهند (کلاین، ۱۹۴۸).

با توجه به این شکل می‌بینیم که بیشترین مقدار بارش در زیرمنطقه واگرایی بالایی، در ناحیه بادهای جنوب‌غربی رخ می‌دهد و کناره غربی منطقه پرباران، تا محور فرود ادامه می‌یابد. در زیرمنطقه همگرایی بالایی، اگر بارانی هم ببارد، خیلی کم است.

صعود حاصل از موجهای کوتاه، در فصل گرم مؤثرتر از دیگر فصلهای سال است؛ زیرا دمای بیشتر هوا در این فصل آن را ناپایدار می‌کند و همین امر به موجهای کوتاه ضعیف نیز امکان می‌دهد که صعود لازم برای ایجاد بارش را ایجاد کنند. با توجه به وزش بادهای غربی و وجود موجهای کوتاه همراه با آن در تمام منطقه برون‌حارّه کره‌زمین، می‌توان اهمیت نقشی را که این موجها در ایجاد بارش، بویژه در مناطق دور از مسیر سیکلونها دارند دریافت. موجهای کوتاه چون در بیشتر ایام سال جریان دارند، پراکندگی زمانی بارش حاصل از آنها نیز نسبت به سیکلونهای سطح زمین یکنواخت‌تر است.

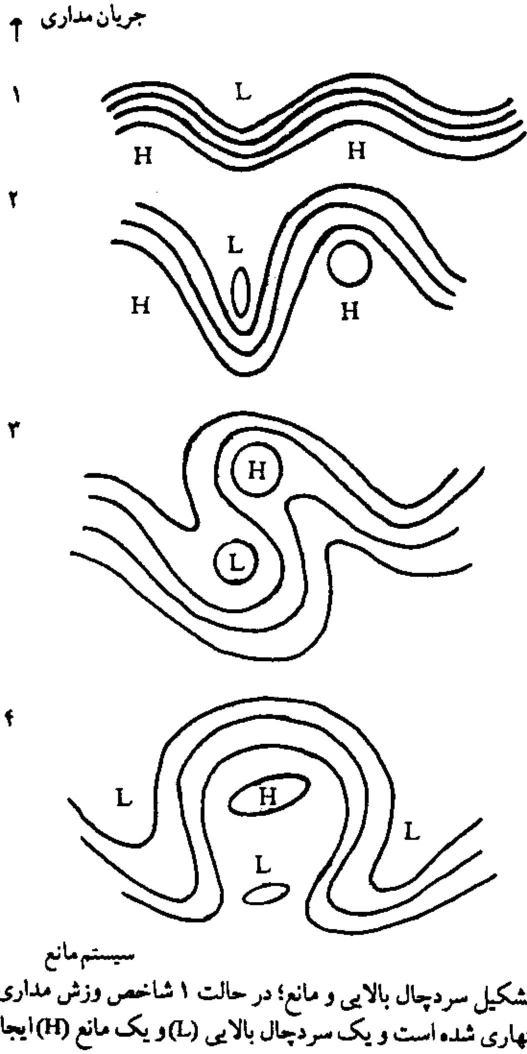
سردچالهای بالایی

شدت و درجه وزش بادهای غربی در امتداد مدارها ثابت نیست و در طول سال کم و زیاد می‌شود. وقتی اختلاف دما در امتداد نصف‌النهارها زیاد باشد و منطقه وسیعی را فراگیرد، بادهای غربی در امتداد مدارها می‌وزند، اما اگر اختلاف دما در امتداد نصف‌النهارها کم شود و به حد مقیاس محلّی برسد، وزش بادهای غربی از حالت مداری خارج می‌شود و در بعضی نقاط حتی در امتداد نصف‌النهارها نیز می‌وزد.

شدت و نوع وزش بادهای غربی را با معیاری به نام شاخص وزش می‌سنجند. شاخص وزش مداری عبارت است از تفاوت بین فشار متوسط مدار ۳۵ درجه و مدار ۵۵ درجه در سطح دریا که مقدار آن از ۵− تا ۱۵+ هکتوپاسکال است. اگر اختلاف فشار بیش از ۸ هکتوپاسکال باشد، نوع وزش «مداری» است و اگر به کمتر از ۳ هکتوپاسکال برسد، وزش «نصف‌النهاری» غلبه خواهد داشت. در حالتهایی که اختلاف فشار منفی باشد، بادها به بادهای شرقی تبدیل می‌شوند (رُزبای، ۱۹۳۹).

وقتی وزش بادهای غربی نصف‌النهاری باشد، فرودهای غربی عمیقتر می‌شود و تا عرضهای جغرافیایی پایین ادامه می‌یابد، به طوری که در طرف غرب، فرود هوای سرد از عرضهای بالا مستقیماً به طرف جنوب سرازیر می‌شود و در طرف شرق نیز هوای گرم منطقه حارّه به عرضهای خیلی بالاتر از معمول می‌رسد (شکل ۱۲ـ۸). پس از مدتی، ارتباط این فرود از جریان اصلی، مانند پیچ رود از رودخانه، قطع می‌شود. در این حال،

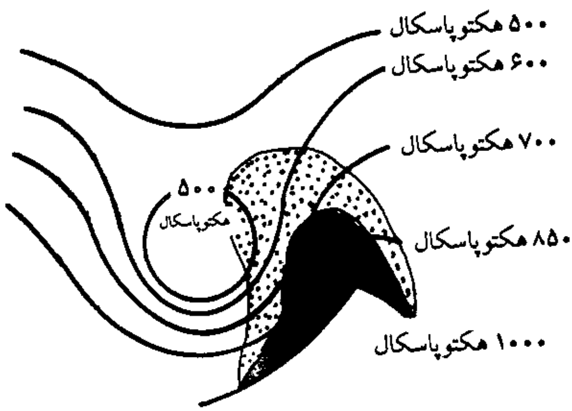
فرود، گردش سیکلونی پیدا می‌کند و به صورت گودالی پر از هوای سرد عرضهای بالا درمی‌آید که در داخل هوای گرم عرضهای پایین‌تر قرار گرفته است. این گودال هوای سرد را سردچال بالایی می‌نامند که در شکل ۱۲ـ۸ با L مشخص شده است.



شکل ۱۲ـ۸ مراحل تشکیل سردچال بالایی و مانع؛ در حالت ۱ شاخص وزش مداری است، ولی در حالت ۳ نصف‌النهاری شده است و یک سردچال بالایی (L) و یک مانع (H) ایجاد کرده است (لاک‌وود، ۱۹۸۶).

پس از تشکیل سردچال بالایی، جریان اصلی بادهای غربی، در شمال آن، به طرف شرق ادامه می‌یابد. این سردچال، با حفظ گردش سیکلونی، مدتی به حیات خود ادامه می‌دهد و در این مدت، سرعت حرکت آن به طرف شرق خیلی کند است، به

طوری که بعضی مواقع در محل خود ساکن می‌ماند یا حتی به طرف غرب پسروی می‌کند. سردچال بالایی که بیشتر در اواخر زمستان و اوایل بهار جلوه می‌کند، ویژگیها و مکانیسم فرود اولیه ایجادکننده خود را تا پایان عمر حفظ می‌کند؛ یعنی در مدتی که این سردچال وجود دارد، در شرق آن جریان صعودی و در غرب آن جریان نزولی ادامه دارد و چون در واقع یک گودال کوچک پر از هوای سرد است، حرکت صعودی در زیر آن غلبه دارد. سردچالهای بالایی، به همین دلیل، مانند موجهای کوتاه، در ناحیه زیرین خود ناپایداری ایجاد می‌کنند و چون در بیشتر اوقات، در یک منطقه ساکن می‌مانند، به بارشهایی درازمدت منجر می‌شوند. منطقه ریزشهای جوّی مربوط به سردچال در شکل ۱۳ـ۸ نشان داده شده است.



شکل ۱۳ـ۸ پراکندگی بارش در سردچال بالایی؛ قسمت هاشورزده‌شده منطقه بارش را مشخص می‌کند (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹).

در این شکل دیده می‌شود که بیشتر ریزشهای جوّی، مانند موجهای کوتاه، در شرق سردچال و در منطقه واگرایی بالایی صورت می‌گیرند.

بتدریج هوای سرد داخل سردچال با هوای گرم اطراف آن مخلوط می‌شود و سردچال ماهیت اولیه خود را از دست می‌دهد و پس از مدتی، براثر آمیزش با هوای گرم اطراف، از بین می‌رود. وقوع جریان نصف‌النهاری و سردچال بالایی یکی از راههای انتقال انرژی در منطقه برون‌حارّه است. بادهای غربی در حالت جریان نصف‌النهاری تا عرضهای خیلی پایین، حتی نزدیک به خط استوا، پیشروی می‌کنند و همراه خود

اغتشاشهای غربی را هم به همراه می‌برند؛ مثلاً گسترش بادهای غربی در ایران در حالت گردش نصف‌النهاری صورت می‌گیرد، بدین‌صورت که فرود مدیترانه عمیقتر و بادهای جنوب غربی وارد ایران می‌شود و از طرفی، اغتشاشهای غربی هم با سرعت کمتری به طرف شرق حرکت می‌کنند و در مناطق واقع در مسیر خود بیشتر تأثیر می‌گذارند.

سیکلون و سیکلونزایی

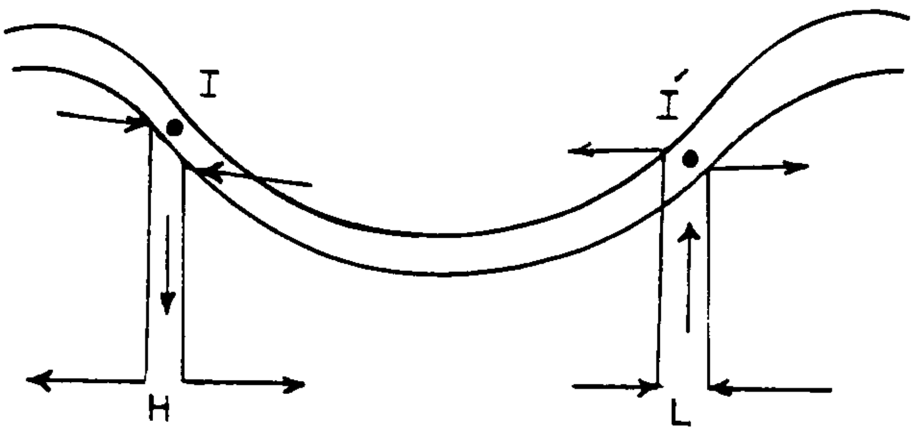
سیکلونها مهمترین عامل اغتشاش در منطقه برون‌حارّه‌اند. به طور کلی، سیکلون مرکز کمفشاری است که یک یا چند منحنی همفشار بسته دارد.

شناسایی سیکلونها به اوایل ظهور علم هواشناسی سینوپتیک، یعنی به زمان تهیه نقشه‌های هوا برمی‌گردد. در روی نقشه‌های هوا، مراکز فروبار همراه با جبهه یا بدون جبهه مشاهده می‌شوند. اولین شرح واضح از نحوه تشکیل فروبارها را فیتزروی[1] در سال ۱۸۶۳ بیان کرد. بنابه مطالعات ایشان، فروبارها در محل تداخل دو توده هوای متفاوت که یکی از منطقه قطبی و دیگری از منطقه حارّه منشأ گرفته است، به وجود می‌آید. پس از تنظیم و ارائه نظریه جبهه قطبی به وسیله مکتب هواشناسی برگن در نروژ، در دهه ۱۹۲۰، رابطه بین جبهه قطبی و فروبارها نیز تأیید شد. امروزه مسلم شده است که فروبارهای منطقه برون‌حارّه در جبهه‌قطبی تشکیل می‌شوند. مطالعات دانشمندانی چون دینز[2] (۱۹۲۵) نشان داد که گردش هوا در داخل فروبار تا سطح تروپوپاوز ادامه دارد. ادامه این تحقیقات نشان داد که گردش هوا در سطوح بالای جوّ عامل اصلی تشکیل فروبارها به شمار می‌رود و در این روند عوامل سطح زمین اهمیت ثانوی دارند. بیرکنس و هولمبو[3] (۱۹۴۴) بیان داشتند که فروبارهای سطح زمین، از طریق حرکت عمودی، با موجهای بادهای غربی در سطوح میانی و بالایی تروپوسفر ارتباط دارند. این ارتباط، همانطور که گفتیم، با تغییرات چرخندگی مطلق توده هوا در امتداد طولی ستون هوای زیرموجهای کوتاه برقرار می‌شود؛ بدین‌معنی که چون حاصلضرب چرخندگی مطلق و مساحت مقطع افقی توده هوا ثابت است، تغییر چرخندگی در ترازهای بالای جوّ سبب انبساط و انقباض توده هوا در آن سطح می‌شود. انبساط در سطوح بالا باعث همگرایی و انقباض در آن سطوح باعث واگرایی در جوّ نزدیک به زمین می‌شود.

چگونگی ارتباط موجهای کوتاه سطوح بالای جوّ با سیکلون و آنتی‌سیکلون

1. Fitzroy 2. Dines 3. Holmboe

سطح زمین در شکل ۱۴ـ۸ نشان داده شده است. در منطقه واگرایی بالایی، به دلیل کاهش تدریجی چرخندگی مثبت و گرایش آن به طرف منفی، مساحت توده هوا بیشتر می‌شود و فشار هوا در واحد سطح، در سطوح بالای جوّکم می‌شود. کاهش فشار در این ترازها سبب صعود هوا از ستون هوایی زیر توده موردنظر خواهد شد که این خود، با هدایت هوای نزدیک به سطح زمین به بالا، در جوّ نزدیک به سطح زمین مرکز فشارکم به وجود می‌آورد. هوای اطراف به طرف این مرکز کمفشار متوجه می‌شود که نتیجه آن برقراری حرکت سیکلونی است. بدین‌ترتیب، در زیر منطقه واگرایی بالایی در سطح زمین، فروبار که منطقه همگرایی است ایجاد می‌شود.

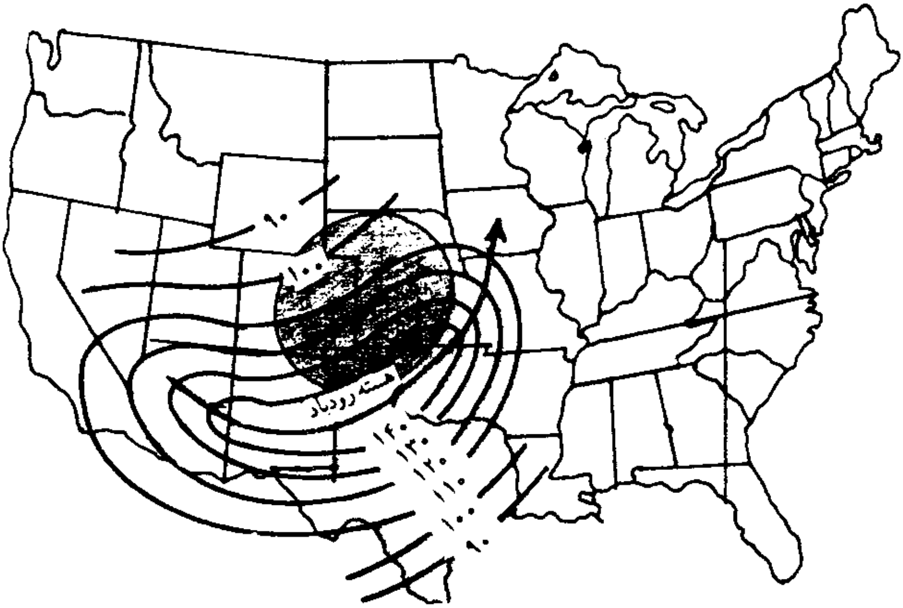


شکل ۱۴ـ۸ تغییرات چرخندگی سطوح بالایی جوّ از طریق حرکت عمودی سبب ایجاد سیکلونها (در جلو فرود) و آنتی‌سیکلون (در عقب فرود) روی زمین می‌شود.

مقدار حرکت صعودی هوا در نقطه گشتنگاه موج، یعنی جایی که مقدار چرخندگی مطلق برابر صفر است و نیروی کوریولیس هم نمی‌تواند جریان هوا را در جهت آنتی‌سیکلونی منحرف کند، به حداکثر خود می‌رسد؛ در نتیجه، مرکز فروبار سطح زمین نیز در زیر این نقطه (نقطه گشتنگاه) قرار دارد.

افزایش سرعت باد در سطوح بالای جوّ بر شدت حرکت صعودی و درنتیجه بر شدت فرایند سیکلونزایی می‌افزاید. همچنین موجهای کوتاه، هرچند نزدیکتر به مسیر رودباد حرکت کنند، مؤثرتر از موجهای دور از رودباد یا فاقد هسته آن، در سیکلونزایی مؤثرند. دیگر عامل تشدیدکننده این فرایند، وجود حرکات صعودی در

نیمه چپ ناحیه خروجی هسته رودباد است. بنابراین، دو شرط لازم برای تشکیل سیکلون عبارتند از: وجود موج کوتاه در سطوح بالا و هسته رودباد همراه با آن. هوانک[1] و هورن (۱۹۷۵) ضمن مطالعه در مورد سیکلونهای منطقه کلرادو در ایالات متحده متوجه شدند که بیشتر سیکلونها در زیر نیمه چپ ناحیه خروجی هسته رودباد جبهه قطبی ایجاد شده‌اند (شکل ۱۵ـ۸).



شکل ۸ـ۱۵ رابطه ایجاد سیکلون سطح زمین با هسته رودباد جبهه قطبی در سطوح بالای اتمسفر؛ اعداد روی منحنیهای همسرعت برحسب گره است. محل سیکلون در شمال هسته رودباد مشخص شده است (هوانک و هورن، ۱۹۷۵).

وجود شرایط یادشده ممکن است سبب تشکیل سیکلون شود، ولی این شرایط برای تشدید و دوام آن کافی نیست. بسا اتفاق می‌افتد که در دامنه شرقی کوههای رشوز امریکا در منطقه کلرادو، فروباری تشکیل شود که پس از مدتی بسیار کوتاه، به علت عدم دسترسی به هوای گرم و مرطوب حاصل از خلیج مکزیک از بین می‌رود. شرط عمده سیکلونزایی، وجود یک خط گسستگی[2] یا جبهه در سطح زمین است. جبهه سطح

1. Hovanec 2. Discontinuity Line

زمین نشانه روdباد در بالای جبهه و توده هوای نسبتاً گرم و مرطوب است. وجود این هوای گرم و مرطوب صعود هوا را تشدید می‌کند.

اگر صعود آدیاباتیک حاصل از اثر دینامیک موجهای کوتاه در مورد هوای خشک صورت بگیرد، چنین هوایی در ارتفاع محدودی به صورت پایدار درمی‌آید و حرکت عمودی هوا قطع می‌شود، اما هوای مرطوب، ضمن صعود، زودتر به حد اشباع و تراکم می‌رسد و چون صعود به طریق آدیاباتیک مرطوب انجام می‌شود، پس از رسیدن به این حد نیز ادامه می‌یابد و رسیدن به مرحله پایداری به تأخیر می‌افتد؛ در نتیجه، مانعی در برابر صعود هوا به وجود نمی‌آید. در عین حال، گرمای نهانی بخار آب آزادشده نیز انرژی جنبشی سیکلون را تأمین می‌کند.

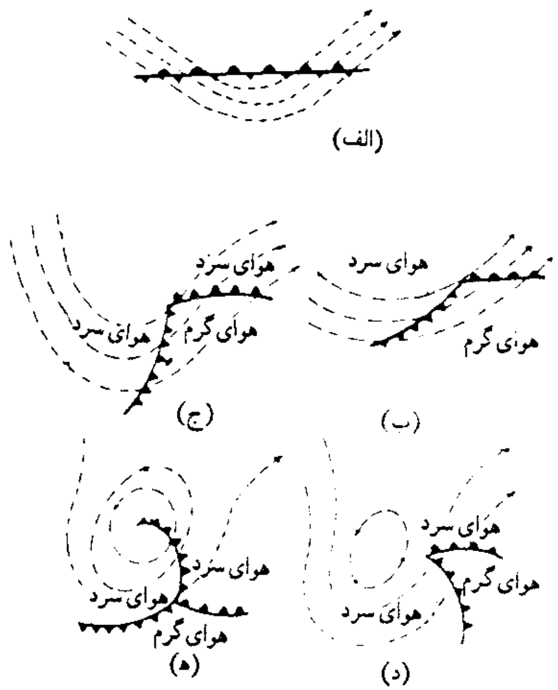
با توجه به آنچه گفتیم می‌توان نتیجه گرفت که شرایط لازم برای تشکیل و بقای سیکلون عبارتند از:

۱. وجود یک موج کوتاه در جوّ بالا همراه با هسته روdباد
۲. وجود جبهه یا خط گسستگی در جوّ نزدیک به سطح زمین
۳. وجود هوای نسبتاً گرم و مرطوب در یک طرف جبهه.

۱. *مراحل رشد سیکلون*

شکل ۱۶ـ۸ طرحی از مراحل مختلف تشکیل سیکلون برون‌حارّه‌ای را برروی جبهه قطبی نشان می‌دهد. موقعی که یک موج کوتاه جوّ بالا برروی جبهه ساکن در روی سطح زمین قرار می‌گیرد (۱۶ـ۸الف)، بر اثر حرکت صعودی حاصل از موج، وضع ناآرامی در جبهه به وجود می‌آید که سبب ایجاد سیکلون می‌شود. گردش این سیکلون، هوای گرم قسمت جلو را به طرف شمال و هوای سرد قسمت عقب را به طرف جنوب جابه‌جا می‌کند؛ به عبارت دیگر، در جبهه ساکن، دو منطقه «متورم» به وجود می‌آید. در قسمت جلو هوای گرم به طرف شمال و در قسمت عقب هوای سرد به طرف جنوب پیش می‌رود (به شکل ۴ـ۸ نیز نگاه کنید). به این ترتیب است که پیشاپیش هوای گرم جبهه گرم و پیشاپیش هوای سرد جبهه سرد پدید می‌آید. در شکل ۱۶ـ۸ ب، جبهه گرم با نیمدایره‌های پر و جبهه سرد با مثلثهای پرنشان داده شده است. حرکت صعودی سبب می‌شود که دو سیستم سطح بالا و روی زمین، به طریق دینامیک به هم مربوط شوند و در نحوه رشد همدیگر اثر بگذارند. بتدریج که موجهای کوتاه واقع در سطح بالا عمیقتر

می‌شوند، سیکلون حاصل سطح زمین نیز قوی‌تر می‌شود (شکل ۱۶ـ۸ ج). در این موقع، سیکلونی بالغ (کامل) به وجود می‌آید.



شکل ۱۶ـ۸ مراحل رشد یک سیکلون. برای توضیح به متن مراجعه کنید (تروارتا و هورن، ۱۹۸۰).

در داخل سیکلون، دو نوع توده هوای سرد و گرم شرکت دارند و ضمن گردش هوا به دور سیکلون، هوای گرم، چون سبکتر از هوای سرد است و در عین حال به دلیل داشتن رطوبت ناپایدارتر است، صعود می‌کند، به طوری که در جبهه گرم برروی هوای سرد سوار می‌شود و به آرامی همانند بالا رفتن از دامنه کوه، برروی آن «می‌خزد». صعود جبهه گرم را صعود ملایم (رورانش یا بالا خزیدن) می‌نامند. در جبهه سرد، چون هوای سرد سنگین‌تر از هوای گرم جریان دارد، از پشت به زیر هوای گرم نفوذ می‌کند و سبب صعود آن می‌شود. ازآنجا که هوای سرد هوای گرم را بسرعت بلند می‌کند، صعود آن را صعود سریع (بالابری) می‌نامند. هوای سرد به دلیل سنگینی خود، سریعتر از هوای گرم برروی زمین می‌خزد و پس از مدتی، بتدریج بر جبهه گرم غلبه می‌کند (۱۶ـ۸ د). در این حالت، وزش هوای گرم در سطح زمین بسیار محدود می‌شود. در روند این غلبه،

جبهه سرد بتدریج جبهه گرم را اسیر می‌کند (۱۶ـ۸ هـ). این فرایند را آمیختگی و جبهه حاصل را جبهه آمیخته می‌نامند و سیکلون را در این حال، سیکلون میرا[1] می‌گویند. به موازات رشد سیکلون در سطح بالای جوّ، موج کوتاه عمیقتر می‌شود و در نهایت، منحنیهای هم‌ارتفاع به صورت بسته درآمده، کور می‌شوند.

فرایند آمیختگی جبهه‌ها از مرکز سیکلون آغاز می‌شود و به طرف بیرون آن گسترش می‌یابد، تا آنجا که پس از مدتی در سطح زمین دیگر اثری از هوای گرم دیده نمی‌شود و این به معنی پایان‌یافتن منبع انرژی جنبشی سیکلون است که همان انرژی پتانسیل هوای گرم آن را تأمین می‌کرد. در این وضع، همه جای جوّ نزدیک به سطح زمین را هوای سرد فرا می‌گیرد و بار دیگر در جنوب سیکلون روی زمین، جبهه قطبی تشکیل می‌شود. در سطوح بالای جوّ نیز موج کوتاه بتدریج به یک سردچال بالایی تبدیل می‌شود و به مرور از بین می‌رود.

۲. هماهنگی سیکلون و موج کوتاه

در تمام مدت عمر سیکلون، دو سیستم موج کوتاه و سیکلون سطح زمین با هم عمل می‌کنند و حرکت عمودی ارتباط بین آنها را تأمین می‌کند. در سطح بالا، موج کوتاه در بستر موج بلند حرکت می‌کند. گفتیم حرکت موج کوتاه به دلیل حرکت عمودی هوا و سرد و گرم شدن متوالی جلو و عقب فرود است. در مدت وقوع این حرکت، مرکز سیکلون زمین نیز به طرف شرق جابه‌جا می‌شود. این فرایند را «اصل هدایت» می‌نامند. در شکل ۱۵ـ۸ می‌توان دید که مرکز سیکلون به طرف شمال رودباد و در داخل فرود حرکت می‌کند و در طول حرکت نیز به طرف شمال رودباد می‌رود. براین اساس می‌توان با توجه به آرایش و نحوه استقرار فرود و رودباد جاری در سطح بالای جوّ، مسیر سیکلون سطح زمین را مشخص کرد.

۳. اثر کوه در فرایند سیکلونزایی

فرایند سیکلونزایی که از آن یاد کردیم، از امتداد جبهه‌های سطح زمین انجام می‌پذیرد و سیکلونهای حاصل را سیکلونهای جبهه‌ای یا سیکلونهای موجی می‌نامند.

---

۱. ایجاد جبهه آمیخته اصولاً نشانه مرگ چرخند است.

شرایط تشکیل سیکلون در دامنه بادپناه نوارهای بلند کوهستانی (با ارتفاع حداقل بیش از ۲۵۰۰ متر) نیز به وجود می‌آید و سیکلونهایی را به وجود می‌آورد که آنها را سیکلونهای بادپناهی نامیده‌اند. هرگاه جریان هوا، در جهت عمود بر نوار کوهستانی، در تمام ضخامت جوّ بوزد، جریان هوا در طبقات پایین جوّ، در دامنه بادپناه، برروی دامنه به طرف پایین می‌خزد. هوا در ضمن این نزول، به طریق آدیاباتیک گرم می‌شود و در جهت عمود گسترش می‌یابد، به طوری که در پایین کوه، مرکز کمفشار به وجود می‌آید. این مرکز کمفشار که چرخش سیکلونی دارد، آغاز تشکیل یک چرخه سیکلونی یا فروبار است. تشکیل سیکلون موقعی شدت پیدا می‌کند که منطقه واگرایی سطح بالایی مربوط به یک موج کوتاه، همراه با هسته رودباد نیز برروی فروبار سطح زمین قرار بگیرد. فروبار تشکیل‌شده با موج کوتاه در سطوح بالای اتمسفر یکی می‌شود و در زیر موج کوتاه به طرف شرق حرکت می‌کند. چنین سیکلونی به علت نداشتن جبهه در سطح زمین، پس از مدتی ضعیف می‌شود، مگر اینکه هوای گرم و مرطوب به آن برسد.

سیکلونهای بادپناهی در دامنه اکثر رشته کوههای دنیا، مانند راکی، آند، آلپ، اطلس و زاگرس، به وجود می‌آیند. معروفترین محل سیکلونزایی در دامنه کوههای راکی در ایالت کلرادو است. سیکلونهای این منطقه، پس از آمیختن با هوای گرم و مرطوب خلیج مکزیک، تقویت شده، به بارشهای شدید در شرق ایالات متحده منجر می‌شوند.

در ایران نیز سیکلونهای بادپناهی در شرق زاگرس، در مناطق کرمان و بم، به وجود می‌آیند (علیجانی، ۱۹۷۹) که در پی کسب رطوبت از دریای عمان، بارش ایجاد می‌کنند.

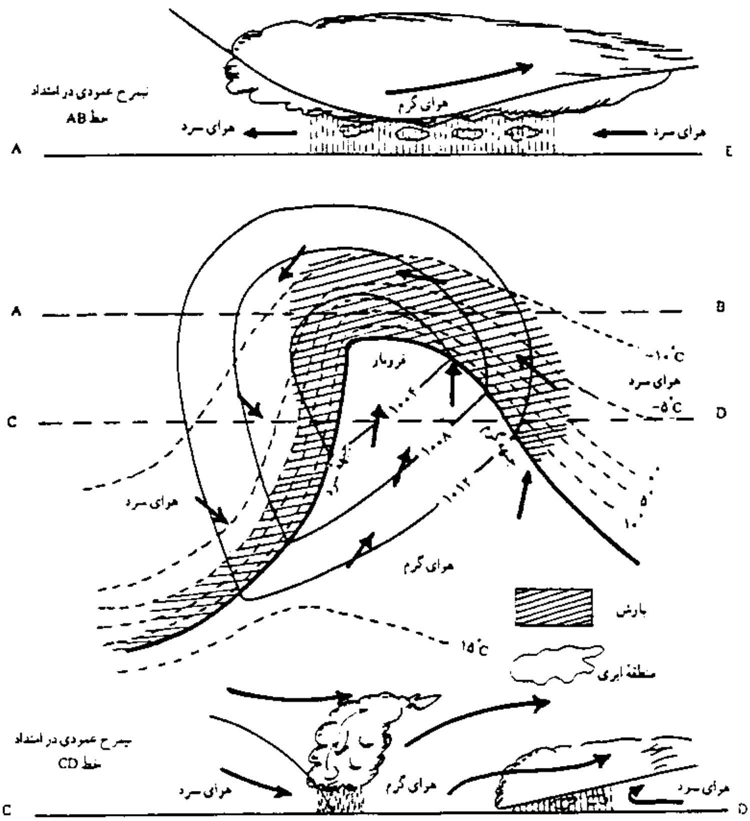
در فرایند سیکلونزایی بادپناهی، ورود هوای سرد در پشت یک جبهه سرد ضعیف‌شده از روی نوار کوهستانی، روند تشکیل و رشد سیکلون را شدیدتر می‌کند. این نکته، برای نمونه، در منطقه سیکلونزایی کلرادو (نیوتن، ۱۹۵۶) و منطقه خلیج جنوا، واقع در دریای مدیترانه (بوزی و تیبالدی[1]، ۱۹۷۸) مطالعه شده است.

۴. ساختار سیکلون

اولین مدل جامع از ساختار سیکلون را بیرکنس و سولبرگ در سال ۱۹۲۱ ارائه کرده‌اند. تاکنون نیز تغییری اصولی در این مدل که در شکل ۱۷ـ۸ نشان داده شده، نداده‌اند.

1. Buzzi & Tibaldi

گردش سیکلونی هوا را در اطراف مرکز، در این شکل با پیکان نشان داده‌ایم. جبهه گرم در قسمت جلو سیکلون، پیشروی هوای گرم را به طرف شرق و شمال نشان می‌دهد و جبهه سرد در قسمت عقب آن پیشروی هوای سرد را به طرف جنوب و شرق مشخص می‌کند. محل این جبهه‌ها انحراف شدید و تند خطوط همفشار است.



شکل ۸-۱۷ مدل عمومی یک سیکلون برون‌حاره‌ای؛ منحنیهای باریک، خطوط همفشار و خطوط مقطّع، خطوط همدما هستند و پیکانها جهت وزش باد را نشان می‌دهند. نیمرخ عمودی سیکلون در امتداد خط AB در بالای شکل، و در امتداد خط CD در پایین شکل نشان داده شده و منطقه بارش با هاشور مشخص شده است.

جبهه گرم در سطح زمین، مرز بین هوای گرم و سرد را مشخص می‌کند. صفحه جبهه با افزایش ارتفاع، به طرف هوای سرد و در جهت خلاف عقربه‌های ساعت کشیده می‌شود، به طوری که در طبقات بالا، جبهه گرم در ۴۰۰ کیلومتری جلو آن و در قسمت شمال و غرب

مرکز سیکلون دیده می‌شود. در جلو جبهه گرم، در سطح زمین هوای سرد و نسبتاً خشک حاکم است، ولی صعود هوای گرم به طبقات بالاتر باعث ابری‌شدن هوا و ایجاد بارش می‌شود. بنابراین، بارش در جبهه گرم ملایم و طولانی است و در منطقه‌ای وسیع صورت می‌گیرد.

در قسمت پایین شکل ۱۷ـ۸، پراکندگی ابر و بارش در امتداد خط CD نشان داده شده است. پوشش ابری جبهه گرم تا ۸۰۰ کیلومتری جلو آن را فرا می‌گیرد و نوع ابرها از دورترین نقطه به طرف جبهه، در جهت افقی، به ترتیب عبارتند از سیروس، سیرواستراتوس، آلتواستراتوس و نیمبوس؛ به عبارت دیگر، اولین نشانه رسیدن یک سیکلون به منطقه‌ای، ظاهرشدن ابرهای سیروس در سمت‌غرب و جنوب غربی آن است که بتدریج، با نزدیک شدن سیکلون، برضخامت و مقدار ابرها افزوده می‌شود و بعد قطرات باران فرو می‌بارند. تا هنگامی که جبهه گرم در سطح زمین به ما نرسیده باشد، باد از شرق یا جنوب شرق می‌وزد و هوا در سطح زمین سردتر است. پس از گذشتن جبهه گرم، بارش قطع و هوا آفتابی می‌شود. دما و رطوبت هوا بالا می‌رود و وزش بادهای سطح زمین نیز در جهت جنوب یا جنوب غربی خواهد بود.

جبهه سرد در سطح زمین، مرز بین هوای سرد پیشرونده و هوای گرم پسرونده را نشان می‌دهد. این جبهه، با افزایش ارتفاع، به طرف عقب برروی هوای سرد ادامه می‌یابد و در عین اینکه نفوذ آن کمتر است، شیبی خیلی تندتر از جبهه گرم دارد. هوای سرد، در جبهه سرد، به علت سنگینی، برروی زمین می‌خزد و هوای گرم جلو خود را از زیر بلند می‌کند. سرعت بالا بردن هوای گرم خیلی تندتر از صعود هوای گرم در جبهه گرم است و در نتیجه، مرحله اشباع و تراکم زودتر فرا می‌رسد؛ لذا ابرهای کومولونیمبوس که تیره و ضخیمند پدید می‌آیند و بارش شدید و کوتاه‌مدتی را در محدوده باریکی، به شعاع ۱۰۰ کیلومتری جلو جبهه سرد، سبب می‌شوند. بنابراین، بارش جبهه سرد شدید و کوتاه‌مدت است و در منطقه باریکی صورت می‌گیرد. بارش جبهه سرد در سرتاسر آن و در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جلو آن شدید است، به طوری که این منطقه را «خط تندر» نامیده‌اند. صعود جبهه سرد و منطقه خط تندر علاوه بر آنکه با اثر دینامیک سطح بالا تشدید می‌شود، از گسترش هوای سرد برروی هوای گرم (پدیده وزش افتراقی) نیز تأثیر می‌پذیرد و شدید می‌شود. گاه در محدوده خط تندر، هوای سرد پشت جبهه در سطح بالا برروی هوای گرم جلو جبهه گسترش می‌یابد و همین امر ناپایداری ستون هوا را چند برابر می‌کند، به طوری که سرعت صعود هوا در این حال به حداکثر مقدار خود، یعنی

حدود ۱۰ متر در ثانیه، می‌رسد. در تصاویر ماهواره‌ای، ابرهای کومولونیمبوس به صورت خط تندر و به شکل نقاطی بسیار روشن نشان داده می‌شوند. براساس مطالعات انجام‌شده برروی تصاویر ماهواره‌ای، محل جبهه سرد، حاشیه غربی نوار ابری cb است.

با توجه مجدد به قسمت پایین شکل ۱۷ـ۸ مشاهده می‌شود که علامت نزدیک‌شدن جبهه سرد، شروع بارشهای شدید و رگبارهای خط تندر یا ظهور ابرهای تیره و ضخیم cb است. در کمتر از یک ساعت، جبهه سرد فرامی‌رسد و باران قطع می‌شود. پس، از عبور جبهه سرد، هوا سردتر و جهت باد به سمت غرب یا شمال غربی می‌شود. رطوبت هوا نیز خیلی کاهش می‌یابد.

در شکل ۱۷ـ۸ آشکار است که بارش سیکلونی به محدوده جبهه‌ها محدود نیست، بلکه در داخل هوای گرم و سرد نیز بارانهای پراکنده می‌بارد. بارانهای داخل هوای گرم از همرفت محلّیِ ناشی از گرم‌شدن سطح زمین یا وجود کوهها و تپه‌ها ایجاد می‌شود و عمدتاً در نوارها یا نقاط منظم می‌بارد (هارولد، ۱۹۷۳). در داخل هوای سرد نیز به علت وزش هوای سرد به نواحی گرم، بویژه برروی اقیانوسها، ستونهای همرفتی محلّی ایجاد می‌شود و سبب بروز ابر کومولوس و در نهایت بارش می‌گردد.

سیکلون برون‌حاره‌ای مکانیسم صعود یا ناپایداری دارد و در شرایطی که هوای گرم و مرطوبی نداشته باشد، طوفان گرد و غبار ایجاد می‌کند. نمونه خوب این وضعیت سیکلونهایی است که در بهار وارد ایران می‌شوند. هوای گرم این سیکلونها که از بیابانهای افریقا و عربستان نشأت می‌گیرد، رطوبت ندارد و در ایران طوفانهای گرد و غبار ایجاد می‌کند. حتی در زمستان هم چنین هوای گرمی به حد کافی رطوبت ندارد، اما هوای سرد پشت سیکلونها، چون از منطقه دریای مدیترانه و دریای سیاه رطوبت می‌گیرد، پس از رسیدن به ایران، به شرط آنکه موجهای کوتاه برروی آن قرار بگیرند، بارش ایجاد می‌کند (علیجانی، ۱۹۸۱).

۵. *مناطق سیکلونزایی و مسیرهای سیکلونی*

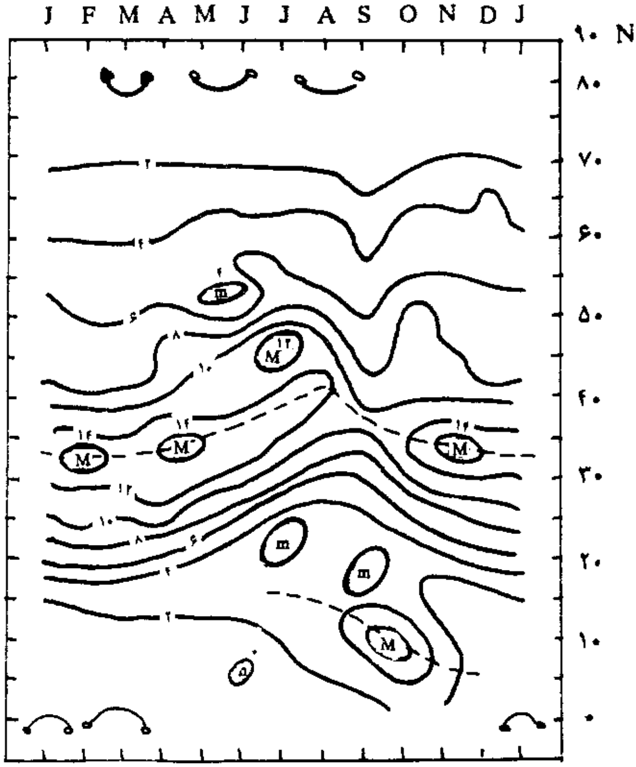
در هر جایی از سطح زمین که شرایط سیکلونزایی، یعنی وجود موج کوتاه در سطوح بالای جوّ، هسته سرعت رودباد و جبهه روی سطح زمین، به صورت جمعی یا فردی یافت شوند، احتمال تشکیل سیکلون وجود دارد؛ بنابراین، تمام سیکلونها در منطقه قلمرو بادهای غربی تشکیل می‌شوند.

سیکلونها در بعضی نواحی خاص، بیشتر تشکیل می‌شوند. این مناطق جاهایی هستند که در آن همه یا یکی از شرایط سیکلونزایی بیشتر مشاهده می‌شود؛ برای نمونه، ساحل شرقی امریکا و آسیا در زمستان همیشه جبهه‌ای طبیعی دارد. در فصل سرد، به علت مجاورت هوای روی پهنه وسیع کانادا با هوای گرم روی اقیانوس اطلس، بدون اینکه هوای سردی از عرضهای بالاتر وارد شود، خط ساحلی به صورت جبهه‌ای طبیعی درمی‌آید.

دامنه شرقی رشته کوههای راکی و آند نیز برای تشکیل سیکلونهای بادپناهی مساعد است. در ساحل شمالی دریای مدیترانه، از طرفی سرازیر شدن هوای سرد شمال اروپا، و از طرف دیگر، وجود رشته کوه آلپ، شرایط مساعدی را برای تشکیل سیکلونها به وجود می‌آورد.

مسأله دیگری که باید در تعیین مناطق سیکلونزایی مورد توجه قرار گیرد، آرایش موجهای بلند است. اگر منطقه واگرایی بالایِ موجهای کوتاه برروی واگرایی بالایِ موجهای بلند باشد، اثر سیکلونزایی شدت می‌یابد؛ برعکس، اگر واگرایی بالایِ موجهای کوتاه برروی منطقه همگرایی بالایِ موجهای بلند صورت گیرد، اثر سیکلونزایی را چنان ضعیف می‌کند که چه بسا سیکلون تشکیل نشود؛ برای مثال، دامنه بادپناه کوههای راکی، در جنوب کانادا، برای سیکلونزایی مساعد است، ولی به علت نفوذ تقریباً همیشگی فراز بلند امریکا براین منطقه، سیکلونهای ایجادشده در آن نسبتاً ضعیفند. نتیجه آنکه مناطق سیکلونزایی عمده، همیشه با منطقه واگرایی بالایِ موجهای بلند مطابقت دارند.

مطالعات متعددی درباره مناطق سیکلونزایی سطح زمین در مقیاس محلّی یا نیمکره‌ای انجام شده است (علیجانی، ۱۹۷۹). از آنجا که مناطق اجتماع شرایط سیکلونزایی نسبتاً ثابتند، نتیجه نهایی این مطالعات تقریباً مشابه است. نکته مهمی که از بررسی این تحقیقات به دست می‌آید، جابه‌جایی فصلی نواحی حداکثر سیکلونزایی در طول سال است. براساس بررسی کلاین (۱۹۵۸)، تعداد ماهانه سیکلونهای تشکیل‌شده در هر واحد ۵ درجه جغرافیایی، در تابستان در بالای مدار ۴۰ درجه و در زمستان اطراف مدار ۳۵ درجه به حداکثر خود می‌رسد (شکل ۱۸ـ۸). طبق تحقیق او، کمربند حداکثر سیکلونزایی، در تمام فصول سال، منطبق بر کمربند رودباد جبهه قطبی در منطقه برون‌حارّه است.



شکل ۸ـ۱۸ توزیع فراوانی سیکلونزایی برحسب عرض جغرافیایی در نیمکره شمالی؛ M مرکز عمده فعالیت، m مرکز فرعی سیکلونزایی و خط مقطّع محور حداکثر فعالیت را نشان می‌دهند (کلاین، ۱۹۵۸).

شکل ۸ـ۱۹ نتایج بررسی ویتاکر و هورن (۱۹۸۴) درباره مناطق سیکلونزایی و مسیرهای سیکلونی نیمکره شمالی را برای ماههای ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد.

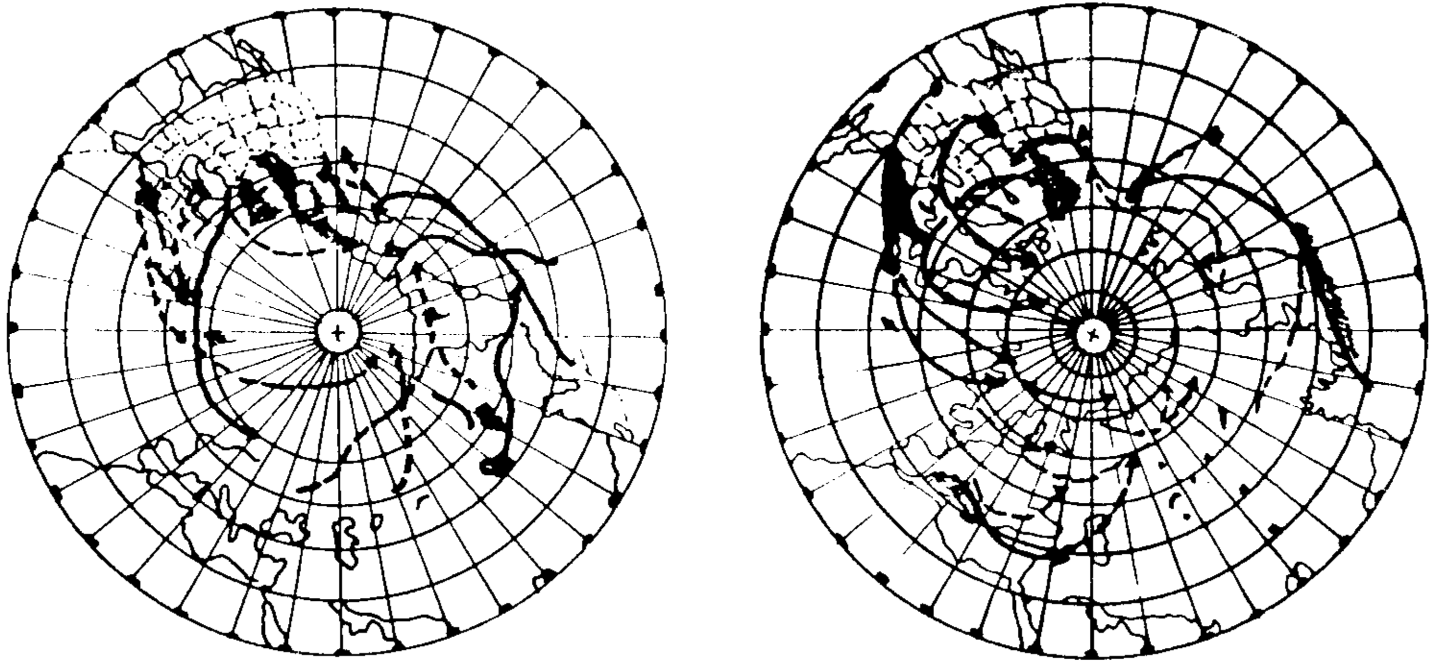
شکل ۸ـ۱۹ الف مسیرهای سیکلونی نیمکره شمالی در ماه ژانویه است. این مسیرها براساس آمار ۲۰ سال متوالی تهیه شده‌اند. ابتدای هر مسیر منطقه سیکلونزایی آن مسیر را نشان می‌دهد. مسیرهای سیکلونی اصلی با رنگ پر و مسیرهای فرعی آن با خط‌چین نمایش داده شده‌اند. می‌بینیم که مراکز فعال سیکلونزایی در سواحل غربی اقیانوسهای کبیر و اطلس هستند. در این مراکز، در سطح زمین، براثر مجاورت خشکی سرد با آبهای گرم، جبهه هوا ایجاد می‌شود که در بیشتر موارد، در سطح بالای آن نیز منطقه واگرایی سطح بالا متعلق به یک موج بلند قرار می‌گیرد.

مسیر سیکلونی اقیانوس‌کبیر از جنوب ژاپن آغاز شده، پس از طی مسیرهای

غربی ـ شرقی در وسط اقیانوس‌کبیر، به طرف شمال شرق می‌رود و به خلیج آلاسکا می‌رسد. مسیری فرعی از مغولستان منشأ می‌گیرد و در وسط اقیانوس‌کبیر به این مسیر اصلی می‌پیوندد. وجود حصار عظیم کوههای راکی مانع عبور سیکلونهای این مسیر به داخل قاره امریکاست. اکثر سیکلونها، ضمن عبور از روی کوههای راکی، از بین می‌روند یا خیلی ضعیف می‌شوند. در هر صورت، در شرق کوههای راکی، مراکز سیکلونزایی وجود دارد. این مراکز عبارتند از سیکلونزایی آلبرتا در کانادا و کلرادو شمال خلیج مکزیک در ایالات متحده. گاه در این مراکز، سیکلونهای تضعیف‌شده اقیانوس‌کبیر تقویت می‌شوند. به علت نحوه استقرار خاص موج بلند بادهای غربی، سیکلونهای این سه مرکز در دریاچه‌های پنجگانه به هم ملحق می‌شوند و بعد از دریاچه‌های پنجگانه، در مسیرهای دیگری به طرف گرینلند و شمال کانادا ادامه می‌یابند.

بیشتر مسیرهای سیکلونی خشکی در آسیا فرعی هستند، جز دو مسیر اصلی که یکی از جزیره ایسلند به طرف شمال سیبری ادامه دارد و مسیر اصلی دیگر از خلیج جنوا، در راستای دریای مدیترانه به طرف شرق، تا جزیره قبرس ادامه می‌یابد. مسیر اصلی که از جزیره ایسلند آغاز می‌شود، از اجتماع سیکلونهای متعلق به مسیرهای اصلی اقیانوس اطلس شمالی حاصل می‌شود. در خلیج جنوا هم بر اثر مجاورت دریا با خشکی سرد اروپا، یک جبهه هوا در سطح زمین پدید می‌آید که فرایند سیکلونزایی بادپناهی جنوب کوههای آلپ را تقویت می‌کند. سیکلونهای مسیر مدیترانه از طریق شاخه‌های متعددی به شمال دریای سیاه و منطقه خاورمیانه وارد می‌شوند و تا هندوستان پیش می‌روند. این سیکلونها عامل اصلی بارش در منطقه خاورمیانه‌اند. از مقایسه شکل ۱۹ـ۸ با شکل ۱۸ـ۵ که موجهای بلند بادهای غربی را نشان می‌دهد، اثر منطقه واگرایی بالایی موجهای بلند در ایجاد سیکلونها و هدایت آنها در زیر بستر موجهای بلند کاملاً مشهود است.

در ماه ژوئیه، به علت عقب‌نشینی بادهای غربی، مناطق سیکلونزایی و مسیرهای سیکلونی نیز به طرف قطب کشیده می‌شوند و از طرفی چون اختلاف دما کمتر می‌شود، بادهای غربی ضعیفتر شده، فعالیت سیکلونی کم می‌شود. در مجموع، سیکلونهای تابستانی ضعیفتر و کمتر از سیکلونهای زمستانی هستند. شکل ۱۹ـ۸ ب این نکته را بوضوح نشان می‌دهد. در این شکل می‌توان دید که فعالیت سیکلونی تقریباً در جنوب مدار ۴۰ درجه متوقف شده است؛ یعنی مسیرهای سیکلونی مدیترانه از بین رفته‌اند. در این فصل، تمام منطقه مدیترانه را مرکز پرفشار جنب‌حاره‌ای آزور فرا می‌گیرد و این امر مانع هر گونه فعالیت سیکلونزایی می‌شود.



(ب)　　　　　　　　(الف)

شکل ۸ـ۱۹ مسیر سیکلونهای برون‌حارّه‌ای در نیمکره شمالی در زمستان (الف) و تابستان (ب)؛ خطوط پررنگ مسیرهای اصلی و خطوط مقطّع مسیرهای فرعی را نشان می‌دهند. ابتدای هر مسیر، محل عمده سیکلونزایی است (ویتاکروهورن، ۱۹۸۴).

مرکز سیکلونزایی غرب اقیانوس کبیر نیز از جنوب ژاپن به طرف قطب جابه‌جا می‌شود، اما مسیر سیکلونی تابستانی اقیانوس کبیر، اگرچه دارای سیکلونهای کمتری نسبت به مسیر زمستانی آن است، در همان راستا تا خلیج آلاسکا ادامه دارد. مسیر اصلی دیگری از داخل خشکی آسیا، از منطقه کوههای یابلانویی[1]، سرچشمه می‌گیرد و در جنوب کامچاتکا با مسیر اصلی اقیانوس کبیر یکی می‌شود. مسیرهای سیکلونی دیگری بر فراز ایالات متحده وجود ندارد، فقط منطقه سیکلونزایی آلبرتا[2] و مونتانا[3] در روی کانادا، در شمال ایالات متحده، فعالند. سیکلونهای این مراکز از جنوب خلیج هودسن به طرف شرق کشیده می‌شوند و در مسیری مستقیم تا شبه‌جزیره اسکاندیناوی ادامه دارند. فعالیت مرکز سیکلونزایی غرب اقیانوس اطلس نیز نسبتاً کمتر می‌شود و سیکلونهای آن در امتداد دو مسیر فرعی، یکی به طرف گرینلند و دیگری به طرف کانادا، حرکت می‌کنند.

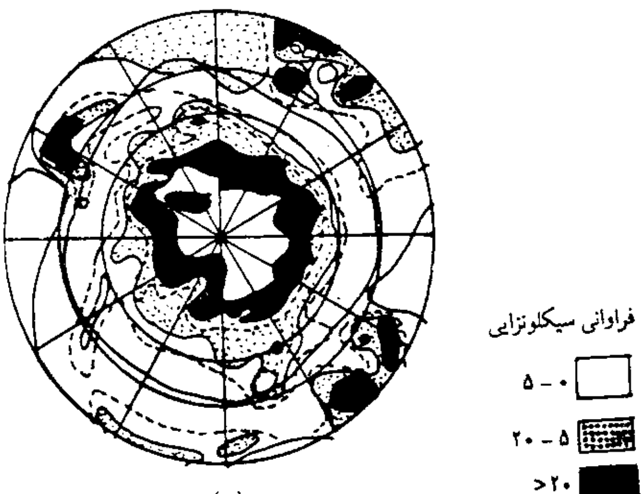
تعداد فعالیت سیکلونزایی و شدت فعالیت آنها در نیمکره جنوبی مشابه نیمکره شمالی است. بیشترین فعالیت سیکلونزایی این نیمکره در انتهای جنوبی قاره‌های امریکا، افریقا و استرالیا صورت می‌گیرد (شکل ۲۰ـ۸). عمده‌ترین مراکز سیکلونزایی زمستانی، انتهای جنوبی سه قاره و نیز دور تا دور قطب جنوب است (شکل ۲۰ـ۸ الف). مراکز سیکلونزایی زمستانی در اطراف خلیجهای ساحلی جنوبگان است که در آنجا، آب نسبتاً گرم خلیج با یخ روی قطب، جبهه هوا تشکیل می‌دهد. از آنجا که نیمکره جنوبی به دلیل غلبه چشمگیر آب، تقریباً یکدست و متجانس است، سیکلونها درآنجا در مسیرهای نسبتاً مستقیم در زیر جریان بادهای غربی حرکت می‌کنند. در تابستان که بادهای غربی بیشتر به طرف قطب جنوب عقب‌نشینی می‌کنند، مراکز سیکلونزایی نیز به طرف جنوب جابه‌جا می‌شوند؛ در نتیجه، فعالیت سیکلونزایی روی قاره‌ها خیلی کم می‌شود، تا جایی که بر فراز استرالیا به صفر می‌رسد. منطقه جنوبی شیلی، در امریکای جنوبی، در تمام مدت سال فعال است و برفراز افریقا نیز تعداد معدودی سیکلون پدید می‌آید. فعالیت سیکلونزایی تابستانی در اطراف قاره جنوبگان، اگرچه کم است، همچنان قابل ملاحظه است (شکل ۲۰ـ۸ ب).

---

1. Yablonovy 2. Alberta 3. Montana



(الف)



(ب)

شکل ۸.۲۰ فراوانی مکانی مراکز سیکلونی در نیمکره جنوبی برای زمستان (الف) و تابستان (ب) (تالجارد[1]، ۱۹۶۷)؛ برای توضیح به متن مراجعه کنید.

آنتی‌سیکلونها

علاوه بر مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای که بر اثر نزول هوا در زیر روdباد جنب‌حارّه‌ای بین مناطق حارّه‌ای و برون‌حارّه‌ای به وجود می‌آیند و مراکزی تقریباً دائمی هستند،

---

1. Taljaard

فرابارهای دیگری نیز با ابعاد کوچکتر در منطقه برون‌حارّه به وجود می‌آیند. این فرابارها هم از دو منشأ حرارتی و دینامیکی ایجاد می‌شوند. فرابارهای حرارتی پدیده عمده فصل سرد برروی خشکیهای وسیع، مانند سیبری و کانادا، هستند، در صورتی که فرابارهای دینامیکی به بادهای غربی وابسته‌اند و در هر جا که منطقه همگرایی بالایی قسمت غربی فرودها شرایط مساعدی را به وجود آورد، ایجاد می‌شوند.

در منطقه همگرایی بالایی از موجهای غربی، به علت افزایش تدریجی چرخندگی، مساحت توده هوا کاهش یافته، منقبض می‌شود. براثر این همگرایی سطح بالا، هوا به طرف پایین نزول می‌کند و بر اثر انباشته شدن هوا، مرکز پرفشار به وجود می‌آید (شکل ۱۴ـ۸). فرایند آنتی‌سیکلونزایی با انطباق منطقه همگرایی موجهای کوتاه و همگرایی موجهای بلند شدیدتر می‌شود، بویژه در حالتی که لایه‌های زیرین جوّ، پایداری نسبی‌ای داشته باشد. این آنتی‌سیکلونها، مانند سیکلونهای منطقه برون‌حارّه، به وسیله موجهای کوتاه سطح بالا، در بستر موج بلند و به طرف جنوب رودباد جبهه قطبی (کلاین، ۱۹۵۸) به طرف شرق هدایت می‌شوند.

حرکت، ویژگی عمده فرابارهای دینامیک منطقه برون‌حارّه است و آنها را از فرابارهای حرارتی متمایز می‌کند. فرابارهای حرارتی بر اثر سرد شدن دما در منطقه‌ای معین به وجود می‌آیند و تا زمانی که دمای منطقه پایین باشد، در آنجا مستقرند، ولی به محض گرم شدن منطقه از بین می‌روند. عمر متوسط فرابارهای دینامیکی ۴ـ۶ روز است.

ساختار حرارتی فرابارهای دینامیکی از گرم‌شدن در نتیجه نزول آدیاباتیک هوا در زیر منطقه همگرایی بالایی و وزش هوای سرد توسط بادهای شمال غربی در قسمت غربی موجهای غربی تأثیر می‌پذیرد. دمای آنتی‌سیکلون بسته به شدت و ضعف هر کدام از این فرایندها فرق می‌کند. در عرضهای شمالی، بویژه برروی خشکیها که هوای سرد و خشک CP حاکم است، حرارت حاصل از فرونشینی آدیاباتیک در زیر منطقه همگرایی بالایی تأثیر چشمگیری در بالا رفتن دمای هوا نمی‌گذارد و در نتیجه، آنتی‌سیکلونها خیلی سردند و به علت نزول هوا، آسمانی آفتابی دارند. آنتی‌سیکلونهایی که از جنوب خلیج هودسن به منطقه جنوب و شرق دریاچه‌های پنجگانه وارد می‌شوند و نیز آنها که از شمال دریای سیاه به آذربایجان می‌رسند، چنین هوای سرد و آفتابی را به وجود می‌آورند.

سرمای حاصل از وزش هوای سرد در آنتی‌سیکلونهایی که در عرضهای پایین‌تر تولید می‌شوند یا حرکت می‌کنند ضعیفتر از گرمای حاصل از فرونشینی آدیاباتیک است و

حتی گاه هوای گرم می‌وزد؛ در نتیجه، در منطقه آنتی‌سیکلون، دما نسبتاً بالا می‌رود و هوای آفتابی و گرمی را به وجود می‌آورد. فرابارهایی که در عرضهای جغرافیایی پایین‌تر به وجود می‌آیند معمولاً به طریقی با مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای ارتباط دارند و در حاشیه غربی خود، هوای گرم و مرطوب حارّه‌ای را به طرف عرضهای برون‌حارّه هدایت می‌کنند.

آنتی‌سیکلونها، اعم از حرارتی و دینامیک، در محل تشکیلِ خود توده‌های هوا را به وجود می‌آورند و در موقع گسترش یا حرکت نیز توده هوای ایجادشده را به نواحی دیگر هدایت می‌کنند. حرکت متوالی سیکلونها و آنتی‌سیکلونها سبب می‌شود که منطقه استیلای بادهای غربی، بتناوب، از هوای بارانی ابری و هوای آفتابی صاف بهره‌مند شود. به این ترتیب، نوع هوای حاکم بر یک منطقه در فاصله‌های زمانی معین که بستگی به نوع حرکت مداری یا نصف‌النهاری بادهای غربی دارد، تکرار می‌شود. در حرکت مداری شدید، آنتی‌سیکلونها و سیکلونها بسرعت از منطقه عبور می‌کنند، در صورتی که در حرکت نصف‌النهاری، یک توده هوا برای مدتی نسبتاً زیاد در منطقه‌ای خاص مستقر می‌شود و وضعیت هوای آنجا را کنترل می‌کند.

گاه حرکت نصف‌النهاری به قدری شدید می‌شود که فرازبادهای غربی به صورت سلول بسته‌ای درآمده، در شمال جریان اصلی بادهای غربی به صورت ساکن درمی‌آید. در این موقع، آنتی‌سیکلون زیرفراز نیز مدتی طولانی در منطقه مستقر می‌شود. در این حالت، آنتی‌سیکلون، همراه با فراز بالای خود، در تمام ارتفاع تروپوسفر جلوبادهای غربی را سد می‌کند و شرایط مانع را به وجود می‌آورد (شکل ۱۲-۸). معمولاً در شرایط مانع، بادهای غربی به دو شاخه تقسیم می‌شوند و از شمال و جنوبِ مانع جریان می‌یابند. از بهترین مکانهای ایجاد مانع، شمال غرب اروپا و شرق اقیانوس اطلس است که در آنجاها به علت قرارگرفتن آنتی‌سیکلونی قوی، بادهای غربی در امتداد شمالی-جنوبی دو شاخه می‌شوند.

رکس[1] (۱۹۵۱) برای ایجاد وضعیت مانع، چهار شرط قائل شده است:

۱. جریان اصلی در سطوح بالا دو شاخه شود؛

۲. هر کدام از شاخه‌ها حداقل به اندازه ۴۵ درجه طول جغرافیایی ادامه یابد؛

۳. در منطقه انشعاب، تغییر سریع از حرکت مداری به نصف‌النهاری پدید آید؛

۴. استقرار این وضعیت ۱۰ روز ادامه یابد.

---

1. Rex

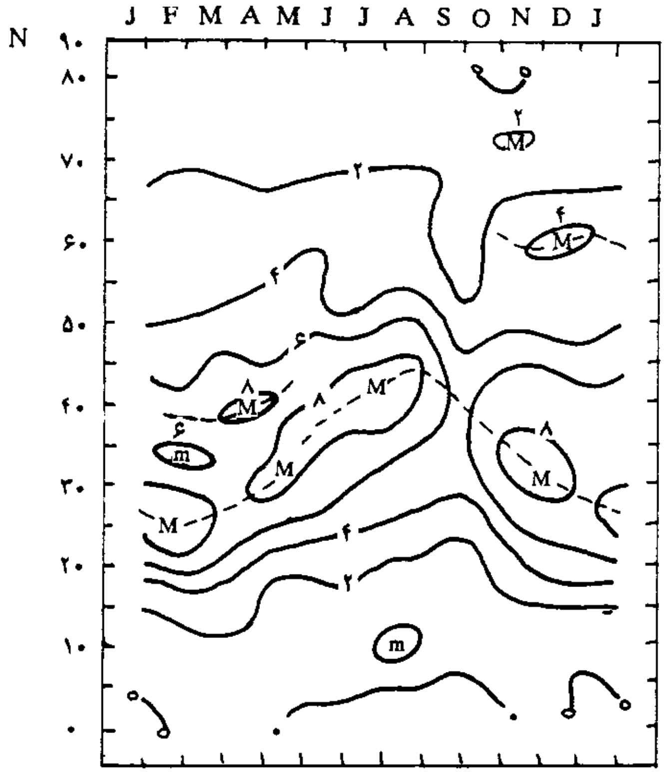
البته دوام وضعیتهای مانع که به طور معمول ۳۰ روز است، به ۵۴ روز نیز می‌رسد. دما و فشار، در منطقه استقرار مانع، بیش از حد متوسط و هوا صاف و آفتابی است. البته آنتی‌سیکلونهای مانع، بزرگتر از مقیاس سینوپتیک هستند و هرگاه تشکیل شوند، جزو عناصر گردش عمومی هوا درمی‌آیند. شرایط مانع در مقیاسهای محلّی نیز اتفاق می‌افتد. در این حالت ممکن است آنتی‌سیکلونی برای مدتی، مثلاً چند روز، برروی یک محل مستقر شود و مسیر حرکت سیکلونها را منحرف کند.

مطالعه مناطق آنتی‌سیکلونزایی و مسیرهای آنتی‌سیکلونی، همراه با سیکلونها انجام شده است. شکل ۱۸ـ۸ ب، توزیع جغرافیایی آنتی‌سیکلونها را براساس کار کلاین (۱۹۵۸) نشان می‌دهد. براساس این شکل، منطقه حداکثر آنتی‌سیکلونزایی در زمستان اطراف مدار ۳۰ درجه و در تابستان حوالی مدار ۴۵ درجه شمالی است که در این هر دو زمان، با کمربند رودباد منطقه برون‌حارّه مطابقت دارد.

افرادی چون کلاین (۱۹۵۸)، پیترسن (۱۹۵۰) و تالجارد (۱۹۶۷) فراوانی آنتی‌سیکلونزایی را برروی کره زمین مطالعه کرده‌اند. در هر دو نیمکره، فراوانترین مناطق آنتی‌سیکلونی، در تابستان منطبق بر مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای و در زمستان منطبق بر منطقه حداکثر فعالیت بادهای غربی است (شکل ۲۱ـ۸). در عرضهای برون‌حارّه‌ای، جنوب دریاچه بایکال و شرق کوههای راکی، فراوانترین مراکز آنتی‌سیکلونی نیمکره شمالی در زمستان دیده می‌شوند. در تابستان، در هیچ جای کره زمین مرکز آنتی‌سیکلون برون‌حارّه‌ای عمده‌ای دیده نمی‌شود؛ زیرا مهمترین عامل ایجاد آنتی‌سیکلونها در منطقه برون‌حارّه، بادهای غربی هستند که در تابستان ضعیفتر می‌شوند. در عرضهای برون‌حارّه‌ای نیمکره جنوبی، به علت گسترش وسیع دریاها، مرکز آنتی‌سیکلونی مهمی، حتی در زمستان هم ایجاد نمی‌شود.

از شکل ۲۱ـ۸ چنین برمی‌آید که فراوانی وقوع آنتی‌سیکلوتها جایی است که زیر نفوذ یکی از عوامل همگرایی قسمت پسین موج بادهای غربی در سطوح بالا، رودباد جنب‌حارّه‌ای یا توده‌های هوای خشک و سرد قطبی است.

با توجه به تحقیقات کلاین (۱۹۵۸) و پیترسن (۱۹۵۰)، مراکز ایجاد فرابارهای حرارتی، مانند سیبری، کانادا و قطب شمال، بسیار مهم است، به طوری که این مراکز فرابار، در زمستان، از جمله اجزاء اصلی گردش عمومی هوا درمی‌آیند. در این مناطق، به علت تابش شدید از سطح زمین در روزهای صاف و آرام زمستانی، سطح زمین سرد



شکل ۸.۲۱ توزیع مکانی آنتی‌سیکلونزایی برحسب عرض جغرافیایی در نیمکرهٔ شمالی (کلاین، ۱۹۵۸).

می‌شود و لایه‌های جوّ واقع در بالای خود را نیز سرد می‌کند. هوای سرد سنگین می‌شود، نزول می‌کند و مرکز پرفشار پدید می‌آورد. فرابارهای حرارتی، در مقیاس محلّی، بر روی دریاها و نیز بر فراز نواحی کوهستانی داخل قاره‌ها ایجاد می‌شوند، به طوری که فرابارهای محلّی، در زمستان، بر فراز بیشتر نواحی کوهستانی و در تابستان برفراز بیشتر دریاهای داخلی ایجاد می‌شوند.

اگرچه منشأ فرابارهای دینامیک و حرارتی تفاوت دارد، این دو در یکدیگر نیز اثر می‌کنند؛ برای نمونه، وقتی فراز جوّ بالا برروی فرابار سیبری قرار می‌گیرد، آنقدر قوی می‌شود که حالت مانع را پیدا می‌کند؛ یعنی سبب می‌شود که رودباد جبهه قطبی، در دو شاخه، از شمال و جنوب آن جریان پیدا کند. وقتی هم که فرود اتمسفر بالا برروی این آنتی‌سیکلون قرار بگیرد، آن را ضعیف و به سلولهایی کوچک تبدیل می‌کند.

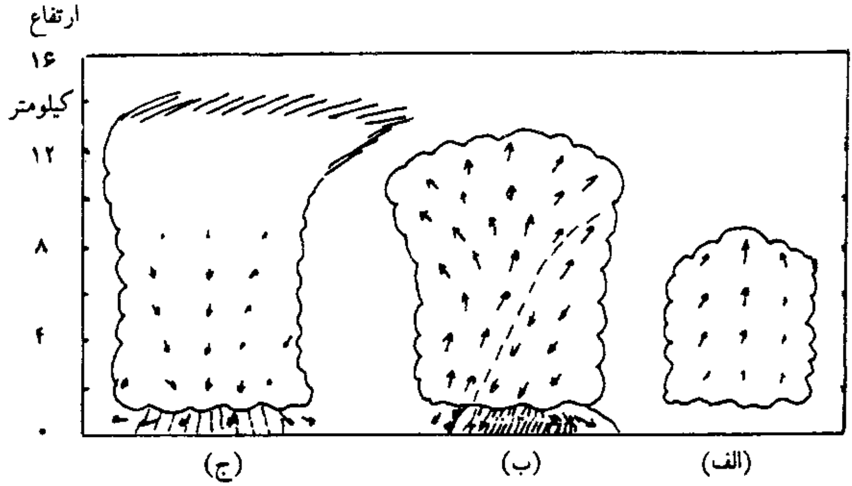
اغتشاشهای کوچک مقیاس منطقه برون‌حارّه

ناپایداری توده هوا یا عوامل دینامیک سطوح بالای اتمسفر گاه چنان شدید می‌شوند که هوای گرم و مرطوب، در منطقه‌ای محدود (معمولاً به قطر ۱۰ کیلومتر)، بسرعت صعود می‌کند و رگبارها یا طوفانها گرد و غبار شدیدی را به وجود می‌آورد. چنین سیستمهای چرخشی را «تندر» می‌نامند. این سیستمهای کوچک‌مقیاس، علاوه بر بارش شدید، رعد و برق نیز ایجاد می‌کنند و اگر شدید باشند، «توفند» به وجود می‌آورند.

۱. تندر، مراحل رشد و انواع آن

تندرها معمولاً براثر گرم شدن زیاد سطح زمین، در داخل توده‌های هوا یا در جبهه‌های هوا، بویژه در جبهه سرد، به وجود می‌آیند.

در تندرهای توده هوا، اگرچه گرم شدن سطح زمین نقش عمده‌ای دارد، وجود یک مکانیسم صعود، هر چند خیلی ضعیف، در سطح بالا ضروری است تا اثر ناپایداری طبقات پایین اتمسفر را تکمیل و تقویت کند. تندرهای توده هوا، در زمستان براثر عبور هوای سرد قطبی برروی دریاهای گرم و در تابستان به علت تابش شدید خورشید برروی خشکیها به وجود می‌آیند. این نوع تندرها، در دامنه آفتابگیر کوهستانها هم، بر اثر همرفت دامنه‌ای، در بهار ایجاد می‌شوند (به قسمت همرفت حرارتی مراجعه شود). کوچکترین واحد تندر یک سلول همرفتی است. در هر منطقه، معمولاً تعداد زیادی از این نوع سلولها، همزمان یا پشت سرهم، تشکیل می‌شوند. هر سلول همرفت در طول عمر خود سه مرحله متوالی انباشتگی، بلوغ و مرگ را طی می‌کند. در هر دو نوع تندر باید توده هوای گرم و مرطوب با رطوبت نسبی بیش از ۷۵ درصد و ناپایداری کافی وجود داشته باشد. ارتفاع سطح تراکم نیز باید آنقدر پایین باشد که ضخامت لایه ابر به بیش از ۳۰۰۰ متر برسد. پایین بودن سطح تراکم به این جهت است که از طریق فرایند تراکم، مقدار زیادی انرژی آزاد می‌شود و «سلول» را تقویت می‌کند. بیشتر انرژی جنبشی سلول از این طریق تأمین می‌شود. شکل ۲۲ـ۸ مراحل رشد یک تندر را نشان می‌دهد.



شکل ۸.۲۲ مراحل رشد یک تندر (سلول همرفت). پیکانها حرکت هوا را نشان می‌دهند. الف) مرحله انباشتگی؛ ب) مرحله بلوغ (در این مرحله جبهه سرد روی زمین مشخص شده است)؛ ج) مرحله میرایی (اولیور و فیربریج[1]، ۱۹۸۷).

در مرحله انباشتگی، ابرهای کومولوس تشکیل می‌شوند. این ابرها بتدریج به ابر بزرگتری با ابعاد ۲ـ۸ کیلومتر تبدیل خواهند شد. فشار سطح زمین، در مدت ۵ـ۱۵ دقیقه، چندین هکتوپاسکال کاهش می‌یابد. تودهٔ هوا در سطح زمین چرخش همگرا پیدا می‌کند و درنتیجه، بتدریج در تمام طول تروپوسفر صعود می‌کند. سرعت این صعود بتدریج افزایش می‌یابد و به ۱۵ متر در ثانیه هم می‌رسد (شکل ۸ـ۲۲ الف).

تشکیل ابر پس از سطح تراکم آغاز می‌شود. در زیر سطح با دمای صفر درجه، قطرات آب و بالای آن بلورهای یخ تشکیل می‌شوند. قطرات آب یا بلورهای یخ بتدریج رشد می‌کنند و به اندازه‌ای می‌رسند که سرانجام با سرعت حدود ۸ متر در ثانیه نزول می‌کنند. اگر سرعت نزول قطرات کمتر از سرعت صعود ابر باشد، قطرات آب و بلورهای یخ در اتمسفر بالا و پایین حرکت کرده، به هم برخورد می‌کنند. این عمل تا آنجا ادامه می‌یابد که اولاً قطرات و بلورها درشت‌تر می‌شوند و ثانیاً بار الکتریکی منفی در قطرات و بلورهای پایین ابر و بار مثبت در قطرات و بلورهای ریز بالای ابر متراکم می‌شود. ایجاد دو قطب الکتریکی منفی و مثبت، جریان الکتریسیته برقرار می‌کند که به رعد و برق منجر می‌شود. در طول این مدت، با تراکم بخار آب، بیشتر قطرات آب و

1. Fairbridge

بلورهای یخ آنقدر رشد می‌کنند که بر اثر سنگینی وزن خود سقوط کرده، سبب بارش می‌شوند. شروع بارش آغاز مرحله بلوغ را خبر می‌دهد.

بارش، رعد و برق و حرکت نزولی، در مرحله بلوغ، به حداکثر خود می‌رسند. در این هوای نزول‌کننده، دما بر اثر تبخیر مقداری از بارش، کاهش می‌یابد، به طوری که پس از پخش هوا در سطح زمین، جبهه نسبتاً سردی را ایجاد می‌کند. در اکثر موارد، رطوبت نسبی هوا در این مرحله ۱۰۰ درصد است که گاهی ناگهان کاهش می‌یابد و جریان باران نیز در قسمتی از سلول قطع می‌شود. حرکت صعودی در مرحله بلوغ تا آنجا کاهش می‌یابد که در پایان این مرحله به صفر می‌رسد (شکل ۲۲ـ۸ ب).

مرگ سلول همرفت با قطع حرکت صعودی آن آغاز می‌شود. قطع حرکت صعودی با عدم ورود حرارت و رطوبت به قلمرو تندر همراه است. قطع رطوبت، کاهش حرکت نزولی را نیز به همراه دارد. حرارت و رطوبت به قلمرو تندر همراه است. قطع رطوبت، کاهش حرکت نزولی را نیز به همراه دارد. رفته رفته مقدار بارش و نیز وسعت منطقه بارش در سطح زمین کمتر شده، دمای سلول به دمای محیط نزدیک می‌شود و موجودیت خود را از دست می‌دهد. بدین‌ترتیب، سلول از بین می‌رود و تنها چند طبقه ابر از آن باقی می‌ماند (شکل ۲۲ـ۸ ج).

عمر متوسط یک سلول همرفتی حدود نیم ساعت است. موقعی که سلولهای متعددی در یک جا تشکیل شوند، عمر مجموع آنها ممکن است به چندین ساعت برسد. در این صورت، سلولها پشت سر هم ایجاد می‌شوند و در جهت باد حرکت می‌کنند. به این‌ترتیب، ممکن است مجموعه سلولها صدها کیلومتر حرکت کند.

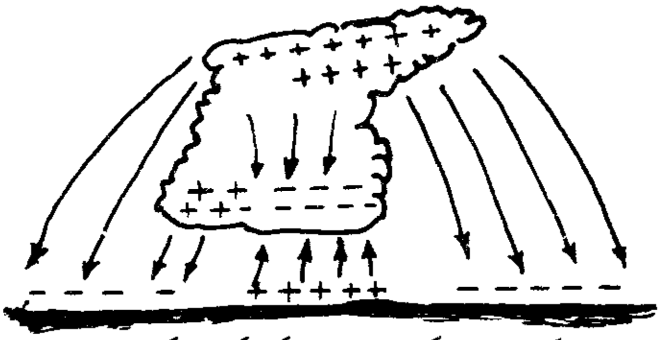
تندرهای جبهه‌ای که معمولاً در نزدیکی و جلو جبهه سرد به وجود می‌آیند، شدیدتر از تندرهای توده هوا هستند؛ زیرا در محل جبهه‌ها، سطح زمین به علت آسمان صاف جلو جبهه سرد خیلی گرم می‌شود و در اتمسفر نزدیک به سطح زمین نیز مکانیسم صعود در مقیاس سینوپتیک وجود دارد. از طرف دیگر، چون با افزایش ارتفاع، سرعت باد نیز افزایش می‌یابد، ابرهای کومولوس ایجادشده به جلو رانده می‌شوند و بارش نیز در قسمت پیشین سلول همرفتی، و نه در داخل آن، رخ می‌دهد؛ بنابراین، بارش از حرکت صعودی هوا نمی‌کاهد و درنتیجه، هم بر حرکت صعودی افزوده می‌شود (که گاه به ۱۰۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد) و هم عمر تندر طولانی می‌شود.

حرکت صعودی آنقدر شدید است که ابرهای کومولونیمبوس تا کیلومترها در استراتوسفر نفوذ می‌کنند. در لایه‌های پایین تندر (حدود ۳ـ۶ کیلومتر) جریان هوای خشک برقرار است. در ایالات متحده این هوای خشک که از گرمباد کوههای راکی ناشی می‌شود، باعث تبخیر مقداری از بارش و نیز سرد شدن هوا می‌شود. این سردشدن آنقدر هست که اثر گرم‌شدگی ناشی از نزول آدیاباتیک هوا را خنثی کند. هوای نزولی در جوّ نزدیک سطح زمین، جبهه سرد طوفانی ایجاد می‌کند. تندرهای جبهه‌ای معمولاً در جلو جبهه سرد و در هوای گرم خطهایی به موازات جبهه سرد تشکیل می‌دهند که آنها را خط تندر می‌نامند. چنین خطی گاه به طرف شمال جبهه گرم نیز ادامه می‌یابد.

پدیده الکتریکی تندرها. زمین جسمی است با بار الکتریکی منفی. حوزه الکتریکی زمین در حوالی سطح آن قوی است و با افزایش ارتفاع تا سطح استراتوسفر، بتدریج کاهش می‌پذیرد. وقوع فرایندهای بسیار در سطح زمین شدت حوزه الکتریکی زمین را تغییر می‌دهد.

در ابرهای کومولونیمبوس ِتندرزا نیز بار الکتریکی موجود است که علت وجودی آن را هنوز کاملاً نشناخته‌اند. نظریه‌های مختلفی برای تبیین علت باردار شدن ابرها ارائه شده است که از جمله آنها می‌توان نظریه‌های «متلاشی شدن قطرات درشت»، «گیر افتادن یونهای مثبت و منفی هوا به وسیله قطره‌های باران و ذرات یخ» و «برخورد بین ذرات یخ در دماهای مختلف» را نام برد. در اینجا، به اختصار، تنها به بررسی نظریه سیمپسون که اعتبار بیشتری دارد می‌پردازیم.

طبق نظریه سیمپسون قطرات بزرگ شناور که در جریان صعودی هوای درون ابر قرار دارند، براثر برخورد به یکدیگر متلاشی و باعث ایجاد ذرات ریز می‌شوند. این ذرات بر اثر ضربه‌های ناشی از تصادم، بار الکتریکی پیدا می‌کنند، به طوری که ذرات ریزتر دارای بار مثبت و ذرات درشت‌تر دارای بار منفی می‌شوند. ذرات ریز حاصل در جریان هوای صعودی، به بالای ابر منتقل شده، بیشتر بخش فوقانی ابر بار مثبت پیدا می‌کند، در حالی که در قسمتهای تحتانی ابر، برعکس، بار الکتریکی منفی ایجاد می‌شود. در این حال، سطح زمین نیز بر اثر القای الکتریکی، بار مثبت پیدا می‌کند (شکل ۲۳ـ۸).



شکل ۸.۲۳ تشکیل بار و حوزه الکتریکی در یک تندر

البته ذرات باردار که خود می‌تواند هسته باران را تشکیل دهد، بر اثر تلاطم و حرکات عمودی جابه‌جا می‌شود، به طوری که بخشهای محدودی از قسمتهای پایین ابرها می‌تواند بارالکتریکی مثبت داشته باشد.

با تشکیل بارالکتریکی متفاوت در ابر، امکان تخلیه آن در نقاطی که تفاوت بارالکتریکی وجود دارد ایجاد می‌شود. این تخلیه الکتریکی می‌تواند در درون ابر، بین ابر و سطح زمین و بین ابرهای مختلف که در مجاورت یکدیگر قرار دارند انجام گیرد.

تخلیه الکتریکی با برق (آذرخش) همراه است و در این حال، گرمای شدید حاصل از تخلیه الکتریکی می‌تواند به ایجاد امواج صوتی انفجار مانندی (رعد) بینجامد که صدای آن معمولاً در فواصل ۱۰ـ۱۵ کیلومتر، و در موارد استثنایی، تا ۳۰ و حتی تا ۵۰ کیلومتر شنیده می‌شود.

فاصلهٔ تقریبی تندر از هر محل را می‌توان با تقسیم فاصله زمانی بین رؤیت برق و شنیدن رعد (به ثانیه) بر عدد ۳ به دست آورد. عددی که به دست می‌آید فاصله محل تندر از سطح زمین را برحسب کیلومتر مشخص می‌کند.

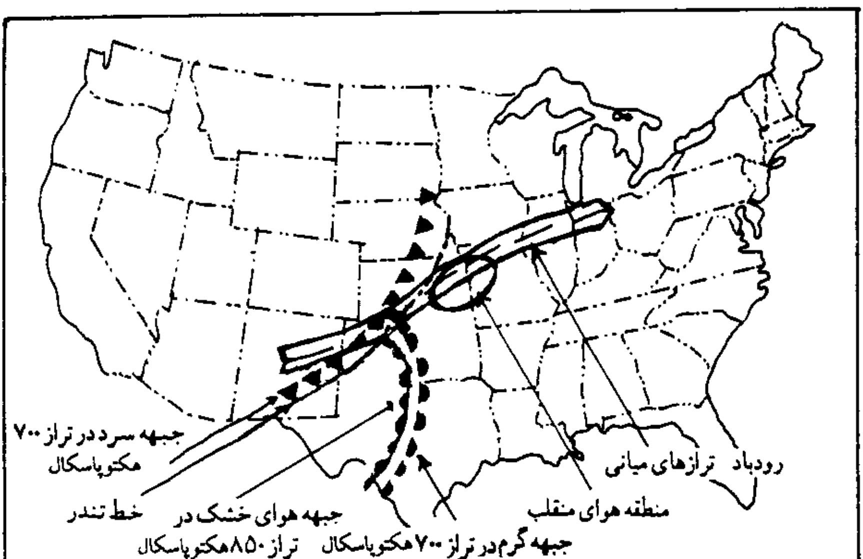
۲. توفنند

گاه حرکت صعودی هوا در داخل ابر تندرزا در نقاط خاصی خیلی شدید می‌شود، به طوری که در این موارد، هوا با سرعت خیلی زیاد (حدود ۵۰ کیلومتر در ساعت) به دور مرکزی کمفشار حرکت سیکلونی انجام می‌دهد و صعود می‌کند. در این صورت، ابرهای

قیفی شکلی به وجود می‌آیند که پایه آن برسطح زمین واقع است.

هر چند قطر این «قیف» که بسرعت حرکت می‌کند از ۵۰۰ متر بیشتر نیست، اثر تخریبی آن خیلی زیاد است و چه بسا اتفاق افتاده که خانه‌ای را کاملاً از جا برکنده، منهدم می‌کند.

فراوانترین منطقه تولید توفند در دنیا، نواحی مرکزی ایالات متحده است که در آنجا هوای گرم و مرطوب خلیج مکزیک در اتمسفر نزدیک به سطح زمین و رودباد جنوبی واقع در طبقات میانی اتمسفر همراه با هوای خشک و نیز رودبادِ بادهای غربی در سطوح بالای اتمسفر، هر سه با هم وجود دارند. این شرایط بویژه در بهار و تابستان مهیاست. شکل ۲۴ـ۸ اجتماع شرایط ایجاد توفند را در ایالات متحده نشان می‌دهد.



شکل ۲۴ـ۸ اجتماع عوامل مساعد برای تشکیل توفند (چانگ، ۱۹۷۲)

۶ـ۸ سیستمهای سینوپتیک منطقه حارّه

براثر برخورد بادهای بسامان برروی کمربند همگرایی حارّه‌ای و به دلیل تأثیر تغییرات حاصل در چرخندگی در منطقه این بادها، در منطقه حارّه نیز همانند منطقه برون‌حارّه، سیستمهای سینوپتیک به وجود می‌آیند. سیستمهای سینوپتیک

منطقه حارّه گسترشی کمتر از سیستمهای نظیر خود در منطقه برون‌حارّه دارند و از تغییرات فشار آنها نمی‌توان به قدرت آنها پی‌برد. چه بسا ممکن است یک اغتشاش در روی نقشه‌های هوا، اختلاف فشار کمتری نسبت به محیط مجاور خود داشته باشد، ولی بادهای شدیدی با قدرت زیاد در آن جریان داشته باشند؛ از این رو، برای مطالعه سیستمهای منطقه حارّه، به جای منحنیهای همفشار از خطوط جریان استفاده می‌کنند.

خطوط جریان که خطوط مماس بر مسیر جریان باد در تمام طول این مسیر و معرف مسیر وزش باد هستند، جهت و سرعت باد و نقاط همگرایی و واگرایی را مشخص می‌کنند.

سیستمهای سینوپتیک منطقه حارّه، از نظر ظاهر به دو گروه موجی و حلقوی تقسیم می‌شوند. سیستمهای موجی شامل موجهای بادهای غربی وارد به منطقه حارّه و موجهای بادهای بسامان هستند. سیستمهای حلقوی، در واقع، سیکلونهای حارّه‌ای هستند که خود از نظر شدت عمل، به سه نوع تقسیم می‌شوند:

۱. اغتشاشهای حارّه‌ای با سرعت باد تا ۳۴ گره؛
۲. سیکلونهای حارّه‌ای با سرعت باد ۳۵-۶۴ گره؛
۳. طوفانهای حارّه‌ای با سرعت باد بیش از ۶۵ گره.

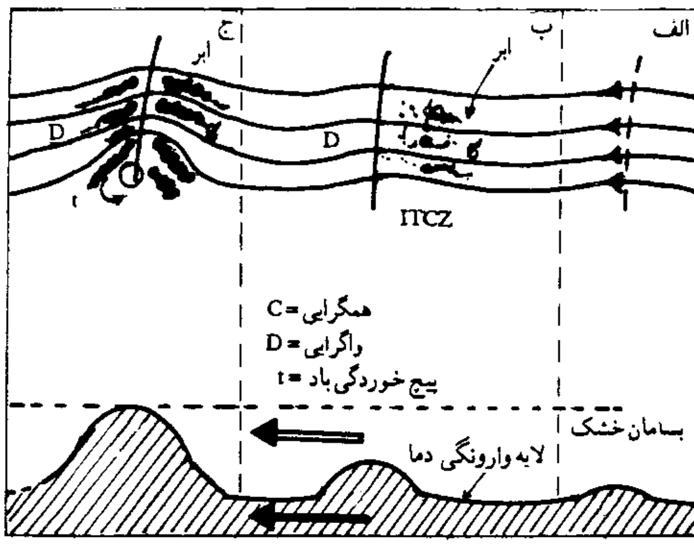
در ادامه، هر کدام از این سیستمها را به اختصار بررسی می‌کنیم.

سیستمهای موجی

۱. *موج‌بادهای بسامان*

این موجها نیز مانند موجهای بادهای غربی، بر اثر تغییر در عناصر تشکیل‌دهنده چرخندگی مطلق به وجود می‌آیند، اما از نظر وضعیت استقرار، با آنها فرق دارند. در موجهای شرقی، فرود به طرف عرضهای بالا و فراز به طرف استوا تحدب پیدا می‌کند (شکل ۲۵-۸) و طول موج آنها، به طور متوسط، ۱۵ درجه طول جغرافیایی است (چانگ، ۱۹۷۲). این موجها که در طبقات پایین تروپوسفر کندتر از بادهای بسامان حرکت می‌کنند، بتدریج با افزایش ارتفاع سرعت می‌گیرند و در نهایت، به سرعتی معادل بادهای شرقی می‌رسند.

موج بادهای بسامان، نشانه ناپایداری جریان بادهای بسامان است و موقعی ایجاد می‌شود که جریان هوا، حداقل در جوّ زیر سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ناپایدار شده باشد. از این جهت، این موج عمدتاً در سواحل غربی اقیانوسها، جایی که بادهای بسامان براثر گذر طولانی از روی دریاهای گرم و مرطوب منطقه حارّه ناپایدار شده‌اند، ایجاد می‌شود. شکل ۸ـ۲۵ نشان می‌دهد که ایجاد موج در جریان هوای روی اقیانوس تدریجی است. در ساحل افریقا، ضخامت هوای ناپایدار خیلی کم است (الف در قسمت پایین شکل)، ولی هرچه هوا بیشتر به طرف غرب حرکت کند، ناپایدارتر می‌شود و ضخامت آن افزایش می‌یابد، به طوری که در مرحله ج به حدود ۴۵۰۰ متر می‌رسد.



شکل ۸ـ۲۵ مراحل رشد یک موج شرقی در دریای کارائیب (بوشر، ۱۹۷۵)

همانند موجهای غربی، قسمت شرقی موج منطقهٔ واگرایی بالایی وهمگرایی زیرین جوّ، و قسمت غربی موج منطقه همگرایی بالا و واگرایی زیرین جوّاست. در قسمت مدخل یا شرقی موج، جریان هوا به تبعیت از بستر موج به عرضهای بالاتر هدایت می‌شود که در نتیجه، سبب ایجاد واگرایی در سطح بالا می‌گردد. در قسمت غربی یا خروجی، موج هوا به طرف استوا حرکت می‌کند و بتدریج باعث ایجاد همگرایی در سطح بالا می‌شود. بنابراین، قسمت شرقی موج هوای ابری و بارانی و قسمت غربی آن هوای صاف و آفتابی دارد.

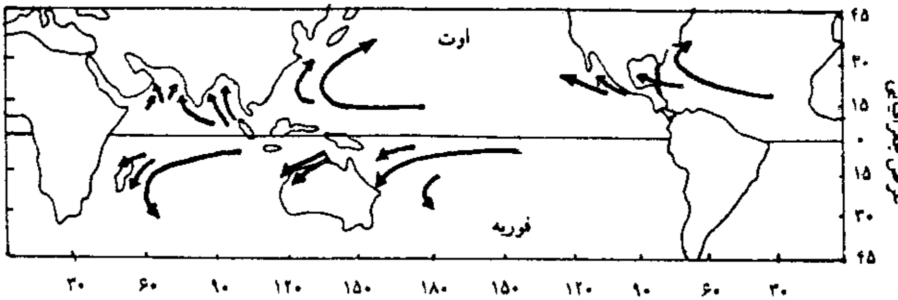
۲. فرودبادهای غربی

گاه فرودهای خیلی عمیق بادهای غربی تا منطقه حارّه گسترش پیدا می‌کنند و باعث ریزش باران در این منطقه می‌شوند. بهترین نمونه این فرودها فرود اقیانوس آرام است که در تابستان، در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، از آلاسکا تا اندونزی کشیده می‌شود (رَمیج، ۱۹۵۹).

سیستمهای حلقوی

۱. سیکلونهای حارّه‌ای

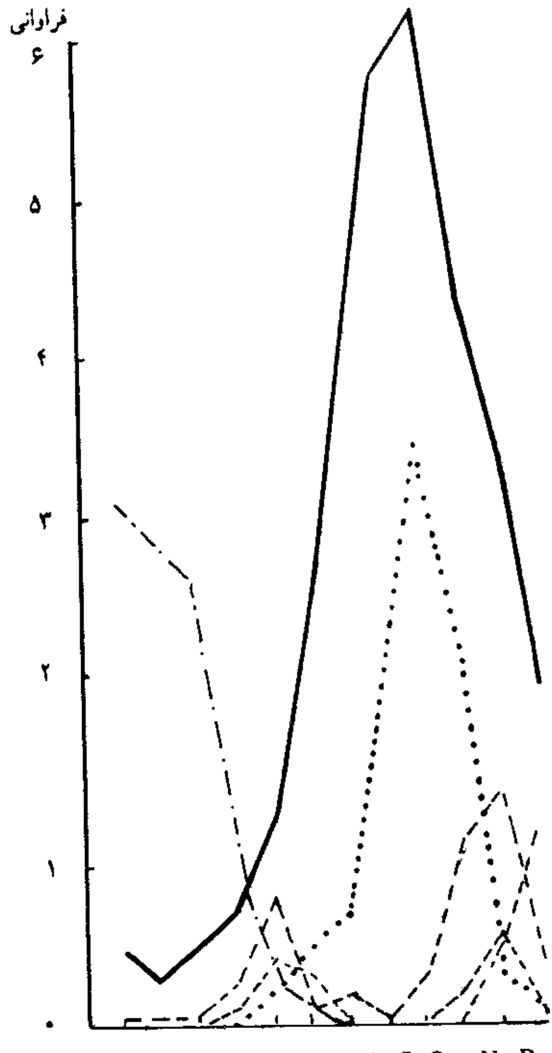
سیستمهای حلقوی منطقه حارّه، به طور عمده، شامل سیکلونها هستند که به شدتهای متفاوت و در طبقات مختلف جوّ منطقه حارّه مشاهده می‌شوند. سیکلونهای حارّه‌ای در تمام مناطق حارّه، جز جنوب استوا، در اقیانوسهای اطلس و آرام تشکیل می‌شوند (شکل ۸ـ۲۶).



شکل ۸ـ۲۶ محل تشکیل و مسیر سیکلونهای حارّه‌ای. منحنیهای همدما، حرارت سطح اقیانوس را برحسب سلسیوس نشان می‌دهند. ابتدای هر مسیر محل تشکیل سیکلونهای آن مسیر است (استرالر، ۱۹۷۸).

حداکثر تعداد آنها، در بیشتر این مناطق، در اواخر تابستان است. بیشتر این سیکلونها در منطقه بین مدارهای ۱۰ـ۲۰ درجه شمالی یا جنوبی دیده می‌شوند. هرچه از این منطقه به طرف استوا و قطب پیش می‌رویم، از تعداد این سیکلونها کاسته می‌شود، به طوری که در کمربند بین ۳ و ۱۰ درجه عرض جغرافیایی ۲۲ درصد، و بین مدارهای ۲ و ۳ درجه عرض جغرافیایی بندرت مشاهده می‌شوند. شکل ۸ـ۲۷ تعداد سیکلونهای مزبور را در نقاط مختلف نشان می‌دهد. حداکثر سیکلونها در اقیانوس آرام شمالی و حداقل آنها در دریای عرب دیده می‌شود. در همه مناطق، زمان

حداکثر مربوط به اواخر تابستان است، جز در دریای عرب و خلیج بنگال که زمان حداکثر اواخر بهار و اواخر تابستان است. حداکثر تعداد ماهانه در دریای عرب حدود یک سیکلون است.



شکل ۸.۲۷ فراوانی ماهانه سیکلونهای حارّه‌ای در بعضی مناطق حارّه؛ منحنی پررنگ اقیانوس آرام شمالی، منحنی منقوط منطقه حارّه‌ای اقیانوس اطلس، منحنی خط نقطه منطقه حارّه در جنوب شرق اقیانوس آرام، منحنی ناپیوسته دریای عرب و منحنی پیوسته پررنگ خلیج بنگال را نشان می‌دهد (تاراکانوف، ۱۹۸۱).

مکانیسم ایجاد سیکلونهای حارّه‌ای. هنوز مکانیسم ایجاد سیکلونهای حارّه‌ای کاملاً مشخص نیست و دو نظریه متفاوت برای تبیین ایجاد آنها عرضه شده است.

۱. به نظر عده‌ای، منشأ این سیکلونها موجهای شرقی است. در شکل ۸ـ۲۵ دیده می‌شود موج شرقی که ابتدا پایدار است، بتدریج ناپایدار می‌شود و در عمق اتمسفر نفوذ می‌کند (حالت ج در شکل ۸ـ۲۵ الف و ب). در این موقع، به علت ناپایداری شدید و گسترش زیاد موج، در منطقه واگرایی بالایی گردش سیکلونی ایجاد می‌شود که آغاز ظهور یک فروبار حارّه‌ای است. البته این وضعیت ممکن است در زیر منطقه واگرایی موج غربی که از منطقه برون‌حارّه در لایه‌های بالای اتمسفر نفوذ کرده است نیز رخ دهد.

فروبار تشکیل شده خیلی ابتدایی است و در اکثر موارد، بیش از یک منحنی همفشار بسته ندارد. برای تشکیل چنین فروباری، وجود نیروی کوریولیس ضروری است و به همین جهت، بیشتر این فروبارها بین مدارهای ۱۰ـ۲۰ درجه تشکیل می‌شوند.

۲. بعضی از محققان عقیده دارند که گاه در داخل یا حواشی کمربند همگرایی‌حارّه‌ای، فروبارهایی ضعیف تولید می‌شوند که اگر تقویت گردند به یک فروبارحارّه‌ای تبدیل می‌شوند. عامل مهم برای تقویت آنها نیروی کوریولیس است. بنابراین، این فروبارها موقعی به سیکلون حارّه‌ای تبدیل می‌شوند که کمربند همگرایی حارّه‌ای حداقل ۵ درجه عرض جغرافیایی با استوا فاصله داشته باشد. در این صورت، نیروی کوریولیس لازم برای تقویت آن ایجاد شده است.

پس از اینکه تشکیل سیکلون آغاز شد، هر سیکلون برای پیوستگی ماده و تشدید فعالیت خود نیاز به کسب انرژی دارد و انرژی مورد نیاز آن از تبخیر آب سطح دریاهای گرم منطقه حارّه تأمین می‌شود. برای رخ‌دادِ این فرایند، دمای آب دریا باید تا عمق ۶۰ متری بالای ۲۶/۵ درجه سلسیوس باشد. بخار آب حاصل با چرخش سیکلون صعود کرده، ضمن فرایند اشباع وتراکم، انرژی نهان خود را به صورت انرژی جنبشی آزاد می‌کند. انرژی جنبشی تولید شده باعث هر چه فعالتر شدن فروبار مزبور می‌شود. بنابراین، سیکلونهای منطقه حارّه انرژی مورد نیاز خود را از انرژی نهان بخار آب تأمین می‌کنند و به همین دلیل، وقتی وارد خشکی می‌شوند، زود از بین می‌روند؛ زیرا از منبع تأمین انرژی خود دور شده‌اند.

سطح دریاها، در اواخر تابستان به گرمترین دمای خود می‌رسد و این امر باعث می‌شود که حداکثر تعداد سیکلونهای حارّه در این فصل باشد. به طور کلی، شرایط لازم برای تشدید فعالیت فروبارهای حارّه را می‌توان به شرحی که در پی می‌آید خلاصه کرد:

۱. وجود منطقه وسیعی از اقیانوس با دمای بیش از ۲۶/۵ درجه سلسیوس تا عمق ۶۰ متر؛ به همین دلیل، ایجاد سیکلونها در سواحل شرقی اقیانوسها، در منطقه جریانهای دریایی آب سرد به حداقل می‌رسد.

۲. مکانی دور از استوا برای تولید نیروی کوریولیس لازم جهت ایجاد سیکلون؛ به همین جهت، منطقه حداکثر ایجاد چرخندها دورتر از استوای جغرافیایی واقع شده است.

۳. وجود یک موج شرقی در حالت تقویت؛ موج مزبور، ضمن تقویت تدریجی، باعث افزایش چرخندگی و نهایتاً تقویت چرخش سیکلونی می‌شود.

۴. آمیخته نشدن هوای گرم، مرطوب و در حال صعود سیکلون با هوای خشک اطراف؛ به این‌ترتیب، تضاد حرارتی و انرژی بین دو توده هوا باقی می‌ماند و سبب تشدید عمل صعود می‌شود.

۵. وجود هسته رودباد در ارتفاع ۱۲ کیلومتری برای تخلیه هوای صعودکرده از منطقه، که تخلیه مداوم و سریع هوا از نزدیک به سطح زمین را تشدید می‌کند.

۶. دسترسی به هوای گرم و مرطوب.

جریان مزبور انرژی سیکلون را تأمین می‌کند و اگر قطع شود سیکلون از بین می‌رود، همان‌طور که سیکلونها با ورود به خشکی، بتدریج پر و سپس نابود می‌شوند.

در صورت اجتماع این شرایط، سیکلونهای حارّه آنقدر قوی می‌شوند که به صورت جریانهای هوا با سرعت بیش از ۳۲ متر در ثانیه درمی‌آیند. در این مرحله، آنها را «طوفان حارّه‌ای» می‌نامند که در دریای کارائیب، هوریکان و در جنوب شرقی آسیا به «تیفون» معروفند.

۲. *طوفانهای حارّه‌ای*

طوفانهای منطقه حارّه جزو پدیده‌های سینوپتیک تخریب‌کننده این منطقه به شمار می‌روند. همه سیکلونهای حارّه‌ای به طوفانهای شدید تبدیل نمی‌شوند، بلکه در موارد خیلی نادری، با اجتماع شرایط تشدیدکننده فعالیت سیکلونی، بعضی از آنها به طوفان تبدیل می‌شوند. به دلیل نادربودن وقوع اینگونه طوفانها، به هر یک از آنها نام خاصی داده می‌شود. در قدیم نامهای مؤنث را به کار می‌بردند، ولی از ۱۹۷۸ به بعد، بنابه تصویب سازمان هواشناسی جهانی، نام مذکر نیز به آنها داده می‌شود. فشار مرکزی طوفانها معمولاً کمتر از ۹۹۰ هکتوپاسکال است که گاه به ۹۵۰ هکتوپاسکال نیز

می‌رسد. قطر متوسط آنها از ۱۰۰ـ۱۰۰۰ کیلومتر است و چون در داخل هوای تقریباً یکنواخت پدید می‌آیند، ازنظر پراکندگی دما، فشار و رطوبت، ساختاری شعاعی و متقارن دارند. ساختار افقی طوفانهای حارّه‌ای را براساس پراکندگی دما و سرعت باد، به سه قسمت تقسیم می‌کنند. شکل ۸ـ۲۸ ساختمان طوفان حارّه‌ای هیلدا (مربوط به اول اکتبر ۱۹۶۴) را نشان می‌دهد (هاوکینز و روبسم[1]، ۱۹۶۸).

مرکز طوفان که به چشم طوفان معروف است سرعت بسیار اندکی دارد و آرام و عاری از ابر است و در عین حال، از نظر دما گرمتر از قسمتهای دیگر طوفان است؛ مثلاً در شکل ۸ـ۲۸ ب، حداکثر تفاوت حرارتی چشم طوفان با محیط، در سطح ۲۵۰ـ۳۰۰ هکتوپاسکال، حدود ۱۶ درجه سلسیوس است. قطر چشم طوفان بین ۱۰ـ۵۰ کیلومتر است.

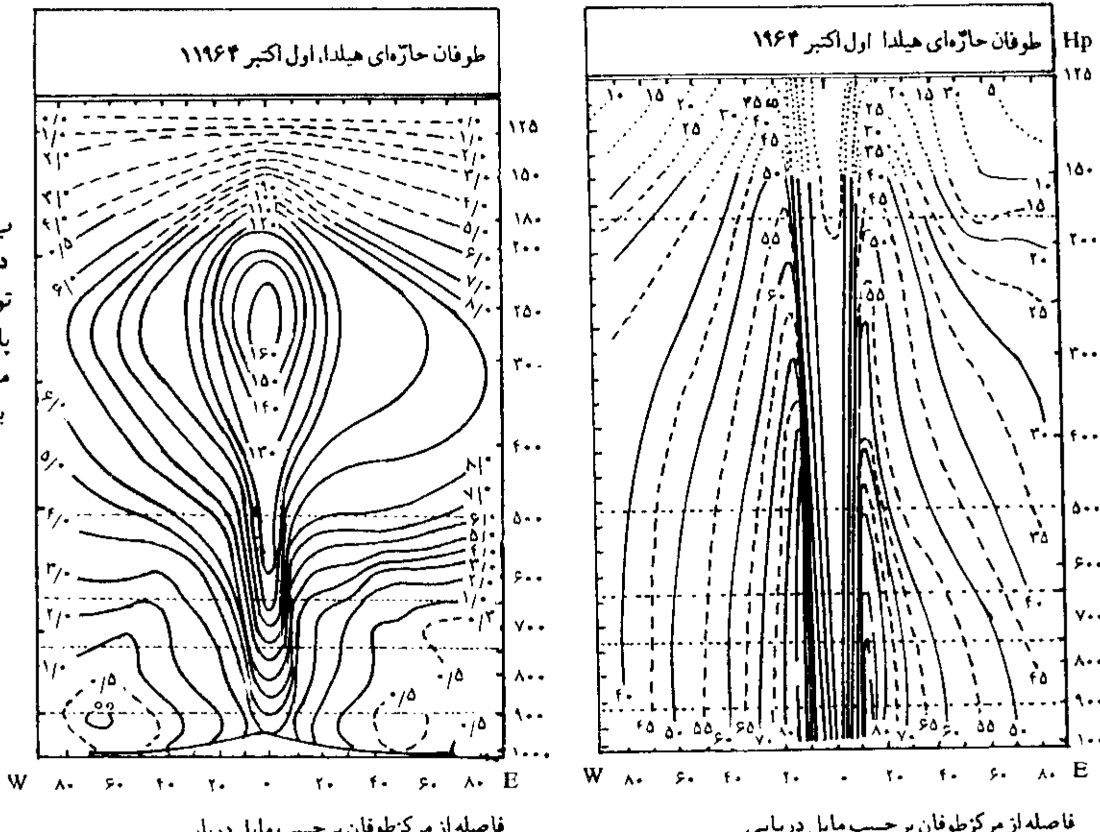
حاشیه چشم طوفان، منطقه وزش بادهای سریع و شدید است. سرعت باد در این قسمت از ۳۲ متر در ثانیه بیشتر است. میزان صعود در این قسمت شدید بوده، ابرهای تیره بارانزا تمام آن را تا ارتفاع خیلی بالایی فرا گرفته‌اند. قسمت بیرونی طوفان، منطقه کاهش سرعت و حتی کاهش اختلاف دما با محیط است. با توجه به شکل ۸ـ۲۸، ابعاد طوفان شدید حارّه حدود ۱۷۰ کیلومتر است. حداکثر سرعت باد در طبقات مجاور سطح زمین و نزدیک به چشم طوفان است که به طرف بالا و حاشیه کمتر می‌شود. از نظر دما، مرکز طوفان در سطوح میانی جوّ گرمتر است و به طور شعاعی در همه جهات کاهش می‌یابد.

عمر طوفانها معمولاً تا شش روز پس از رسیدن به مرحله بلوغ است. در بیشتر موارد نیز علت مرگ تدریجی آنها قطع انرژی حاصل از آب گرم اقیانوسهاست؛ بنابراین، بتدریج که طوفانها به روی آبهای سرد (سردتر از ۲۶°C) یا به روی خشکی می‌رسند، تضعیف می‌شوند. همچنین چرخش به طرف عرضهای بالاتر به دلیل ورود هوای نسبتاً سرد، مرگ طوفانها را سبب می‌گردد. گاهی نیز اتفاق می‌افتد که طوفان ضمن چرخش به طرف عرضهای بالاتر در زیر بادهای غربی منطقه برون‌حارّه قرار می‌گیرد و تشدید می‌شود و بارانهای شدیدی را ایجاد می‌کند. این وضعیت بیشتر در نواحی جنوب شرقی ایالات متحده رخ می‌دهد.

---

1. Hawkins and Rubsam

الف) گرمترین منطقهٔ هوریکان؛ چشم آن در سطوح ۲۵۰ـ۳۰۰ هکتوپاسکال و ۱۶ درجه سلسیوس گرمتر از اتمسفر متوسط جاده است.



ب) سریعترین بادها در اطراف چشم توفان در سطوح پایین اتمسفر می‌وزند. سرعت باد برحسب گره است.

شکل ۸ـ۲۸ الف) ساختار عمودی طوفان حارّه‌ای هیلدا از نظر دما؛ ب) سرعت باد (هاوکینز و روبسم، ۱۹۶۸).

۸ـ۷ سیکلونهای جنب‌حارّه‌ای

در سطوح ۴۰۰ـ۶۰۰ هکتوپاسکال منطقه حارّه، مراکز کمفشاری به وجود می‌آید که مشابه سیکلونهای حارهّای، ولی نسبتاً ضعیفتر هستند. این سیکلونها معمولاً در جوّ باروکلینیک سطوح میانی ایجاد می‌شوند و در زیر آنها، در اکثر موارد، یک لایه وارونگی دمایی وجود دارد. سیکلونهای یادشده، برعکس سیکلونهای برون‌حارّه، فاقد جبهه هستند و هوای اطراف آنها تقریباً متجانس است و با وجود کم‌توان بودن آنها، سبب بارش بارانهای زیادی در منطقه اطراف جزایر هاوایی و غرب هندوستان می‌شوند.

سیمپسون (۱۹۵۲) هنگام مطالعه این سیکلونها در منطقه هاوایی متوجه شد که تعدادی از آنها سیکلونهای ضعیف حارّه‌ای هستند که بر اثر قرارگرفتن در زیر فرودبادهای غربی منطقه برون‌حارّه تقویت شده‌اند. تعدادی از آنها نیز نتیجه ورود فرودبادهای غربی به منطقه حارّه و بریده شدن انتهای جنوبی آنهاست. پس از پیشروی فرودبادهای غربی به منطقه حارّه، انتهای آن از جریان اصلی جدا شده، به صورت سردچال بالایی در می‌آید. این سردچال به علت داشتن چرخش سیکلونی، ایجاد ناپایداری می‌کند.

به عقیده رمیج (۱۹۶۲)، در غرب پاکستان و روی عربستان، براثر گرم شدن شدید سطح خشکی، مقداری از انرژی به طبقات میانی جوّ منتقل می‌شود و فروبار حرارتی ایجاد می‌کند.

این سیکلونها عمری طولانی‌تر از همه سیکلونهای برون‌حارّه و حارّه دارند و گاه روزها فعال می‌مانند. سیکلونهای جنب‌حارّه، از نظر حرکت، مسیر مشخصی ندارند و به تناسب قرارگرفتن در زیر بادهای غربی یا شرقی، در جهات متفاوت حرکت می‌کنند. این سیکلونها تاکنون در نیمکره جنوبی مشاهده نشده‌اند.

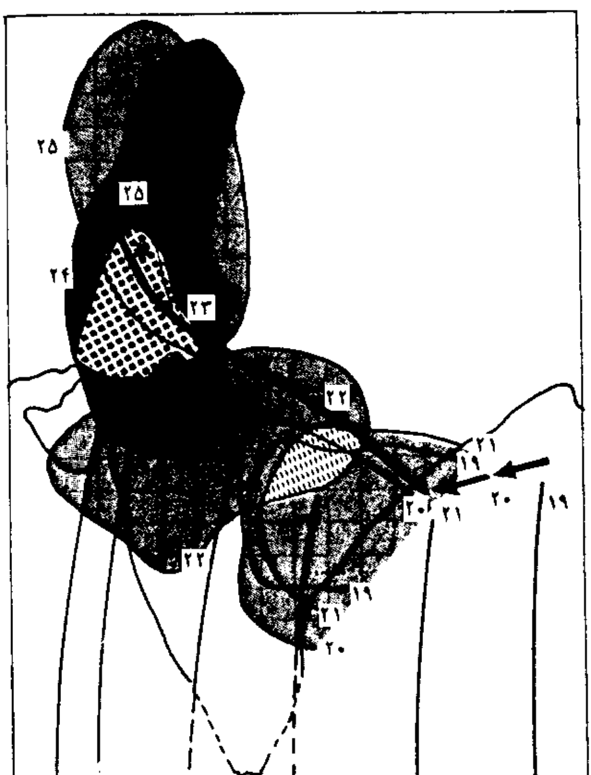
در واقع می‌توان گفت که این سیکلونها نتیجه تداخل سیستمهای گردشی جوّ منطقه حارّه و منطقه برون‌حارّه است و مرز مشترک بین آنها نیز به وجود می‌آیند. سیکلونهای جنب‌حارّه‌ای از نظر نداشتن جبهه به سیکلونهای حارّه‌ای و از نظر داشتن هسته مرکزیِ سرشار از هوای سرد به سیکلونهای برون‌حارّه شباهت دارند. نداشتن مسیر حرکت مشخص نیز گواهی دیگر بر وجود این مشخصات است.

۸ـ۸ اغتشاشهای موسمی

در دوره برقراری رژیم موسمی، تعدادی اغتشاش حارّه‌ای در خلیج‌بنگال و به مقدار کمتر در دریای عرب پدید می‌آید که به اغتشاشهای موسمی معروفند. اینها نیز مانند

اغتشاشهای حاره‌ای، با شدتهای مختلف، حتی در حد هوریکان، دیده می‌شوند.

اغتشاش موسمی موقعی تولید می‌شود که منطقه انبساط سطح بالای موج شرقی برروی یک منطقه کمفشار برروی دریا واقع شود. چنین وضعی برروی خلیج بنگال بیشتر از هر جای دیگر مشاهده می‌شود. در اینجا امتداد زبانه کمفشار موسمی برروی دریا قرار دارد و در سطح (بالاتر از ۲۰۰ هکتوپاسکال) نیز موج کوتاه بادهای شرقی به طرف غرب حرکت می‌کند؛ بنابراین، وقتی که یک موج کوتاه شرقی برروی خلیج، یعنی برروی زبانه کمفشار قرار می‌گیرد، در زیر منطقه واگرایی، در سطح زمین که در عقب آن واقع است، اغتشاشی به وجود می‌آید که همراه با آن موج به طرف غرب و شمال غرب حرکت می‌کند (شکل ۲۹ـ۸).



شکل ۲۹ـ۸ مسیر حرکت یک اغتشاش موسمی و سطح بارانگیر آن در روزهای ۱۹ تا ۲۵ اوت ۱۹۵۷. خطوط عمودی محل محور موج شرقی و منحنیها سطح بارانگیر را در روزهای ۱۹ تا ۲۵ اوت و خط پررنگ، مسیر حرکت اغتشاش را نشان می‌دهند (بوشر، ۱۹۷۵).

اینگونه فروبارها منطقه وسیعی را فرامی‌گیرند و در ربع جنوب غربی محدوده آنها باران زیاد و منظم می‌بارد. بارش حاصل از این اغتشاشها، هر چند که از دو نوع توده هوای متمایز تشکیل نشده‌اند، در ربع جنوب غربی به صورت باران جبهه گرم و به دلیل وجود هوای سرد در شمال آنها، به صورت رگبارهای تند و شدید در قسمت شمالی آنهاست.

جمعبندی

سیستمهای موجود در گردش عمومی جوّ عمری معین دارند و پس از مدتی می‌میرند. این سیستمها را که مقیاسی منطقه‌ای دارند و ابعاد آنها از ۵۰۰-۲۰۰۰ کیلومتر فرق می‌کند و عمر متوسط آن حدود ۴ روز است، سیستمهای سینوپتیک می‌نامند. سیستمهای سینوپتیک در محدوده توده‌های هوا عمل می‌کنند، اگر چه خود توده‌های هوا از بعضی جهات جزو این سیستمها محسوب می‌شوند.

توده هوا حجمی بزرگ از هواست که از نظر عناصر آب و هوایی، حالتی نسبتاً متجانس دارد و براساس عرض جغرافیایی کانون خود، به سه گروه حاره‌ای، قطبی و شمالگان (جنوبگان)، و از نظر ویژگیهای کانون تشکیل خود، به دو گروه اقیانوسی و قاره‌ای تقسیم می‌شود. توده هوای قاره‌ای قطبی هوایی است که برروی پهنه‌های وسیع پوشیده از برف شمال به وجود آمده است. توده هوای قاره‌ای حارّه‌ای برروی خشکیهای گرم منطقه حارّه تشکیل می‌شود. مرزبین هوای حارّه‌ای وقطبی، جبهه قطبی نامیده می‌شود.

جبهه قطبی منطقه‌ای کاملاً باروکلینیک است و در تشکیل اغتشاشهای منطقه برون‌حارّه نقشی اساسی دارد. توده‌های هوا در چهارچوب گردش عمومی هوا حرکت می‌کنند و ضمن گذر از مناطق مختلف، تعدیل می‌یابند و اقلیم آن مناطق را تحت تأثیر قرار می‌دهند. جبهه قطبی همیشه «مرز» استوایی گسترش هوای قطبی را مشخص می‌کند، به طوری که در زمستان که حلقه قطبی گسترش می‌یابد، به عرضهای پایین می‌آید و در تابستان پس می‌رود.

در عین حال، جبهه قطبی محل حداکثر اختلاف حرارتی بین هوای قطبی و حارّه‌ای است؛ در نتیجه، بادها برروی آن بسیار شدید می‌وزند، به طوری که به سرعت روdباد می‌رسند و روdباد جبهه قطبی را به وجود می‌آورند. روdباد جبهه قطبی از این جهت که یک کمربند ممتد به دور کره زمین نیست و به صورت حلقه‌هایی با سرعتهای حداکثر یکی پس از دیگری حرکت می‌کنند، جزئی از سیستمهای سینوپتیک منظور

می‌شوند. هسته رودباد در زیر خود ناپایداری ایجاد می‌کند که سبب بارش می‌شود. ناپایداری زیر رودباد جنب‌حارّه‌ای به سطح زمین نمی‌رسد و به همین دلیل، جزو اغتشاشهای سینوپتیک به حساب نمی‌آید. رودباد جبهه قطبی در تشکیل سیکلونها و هدایت آنها و ناپایدار کردن هوای نزدیک به سطح زمین نقشی مهم دارد. هسته‌های رودباد جبهه قطبی، اغلب با موجهای کوتاه عمیق همراهند.

موجهای کوتاه جزو اغتشاشهای سطح بالای اتمسفر در منطقه برون‌حارّه هستند. این موجها در بستر موجهای بلند حرکت می‌کنند و از طریق ایجاد حرکت عمودی، هوای سطح زمین زیر خود را تحت تأثیر قرار می‌دهند. حرکت عمودی زیرموجهای کوتاه، بسیار بیشتر از موجهای بلند است. این موجها در زمین زیر قسمت جلو خود، ناپایداری و در زیر قسمت پسین خود، پایداری ایجاد می‌کنند. ناپایداری قسمت جلو موج گاه به حدی می‌رسد که سبب صعود هوای زیرین و ایجاد ابر و بارش می‌شود. اگر این موجها از جریان اصلی بادهای غربی جدا شوند، مانند حجم کوچکی از هوای سرد، در جنوب جریان اصلی برروی منطقه‌ای قرار می‌گیرند که به سردچال بالایی موسوم است. این سردچالها نیز همانند موجهای کوتاه عمل می‌کنند و سبب ایجاد ناپایداری و ابر و بارش می‌شوند.

اگر ناپایداری زیر موج کوتاه بسیار باشد، در روی زمین سیکلون به وجود می‌آورد. البته اگر موج کوتاه برروی جبهه‌ای قرار بگیرد، سیکلون حاصل قوی شده، دوام می‌آورد. بنابراین، شرط لازم برای تشکیل و بقای سیکلون عبارت است از قرار گرفتن موج کوتاه و عمیق، همراه با هسته رودباد، برروی یک جبهه زمینی که در یک طرف آن هوای گرم و مرطوب موجود باشد.

سیکلونها اگر برروی جبهه قطبی تشکیل شوند، سیکلون جبهه‌ای و اگر در دامنه بادپناه کوهها به وجود آیند، سیکلون بادپناهی نامیده می‌شوند. هر سیکلون جبهه‌ای گرم در جلو و جبهه‌ای سرد در عقب خود دارد. جبهه گرم در جلو هوای گرم و جبهه سرد در جلو هوای سرد قرار دارد. در جبهه گرم، هوای گرم به آرامی روی هوای سرد می‌خزد و صعود می‌کند، در حالی که در جبهه سرد، هوای سردِ سنگین زیر هوای گرم می‌رود و آن را بلند می‌کند. رطوبت بارش در هر دو جبهه از هوای گرم تأمین می‌شود. بارش جبهه گرم آرام و طولانی است و در منطقه وسیعی می‌بارد، اما بارش جبهه سرد شدید و کوتاه‌مدت است و در منطقه محدودتری می‌بارد. در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری جلو جبهه سرد، صعود در داخل هوای گرم بسیار شدید است، به طوری که سلولهای همرفتی قوی و

بارش رگباری به وجود می‌آورد. هر کدام از این سلولها یک تندر است و امتداد آنها را «خط تندر» می‌نامند. سرعت حرکت هوای سرد برروی زمین بیشتر از هوای گرم است و درنتیجه، بعد از مدتی، جبهه سرد به جبهه گرم می‌رسد و با آن یکی می‌شود و جبهه آمیخته را تشکیل می‌دهند. ایجاد جبهه آمیخته، اصولاً نشانهٔ مرگ جبهه است. در این موقع، هوای گرم از روی زمین قطع شده، سیکلون می‌میرد.

محل تشکیل سیکلون را منطقه سیکلونزایی می‌گویند. سیکلونها پس از تشکیل به طرف مشرق حرکت می‌کنند. گذری که سیکلونهای بیشتری از آن عبور کنند، مسیر سیکلون نامیده می‌شود. مسیرهای سیکلونی از جاهای معینی می‌گذرند و در طول سال، محل آنها جابه‌جا می‌شود. این مسیرها معمولاً در طرف جنوب رودباد جبهه قطبی و در بستر موج بلند بادهای غربی واقع است.

آنتی‌سیکلونها سیستمهای سینوپتیک نسبتاً پایداری هستند و اغلب هوای آرام و آفتابی دارند. اینها هم در قسمت عقب موجهای کوتاه تشکیل می‌شوند و در طرف شمال رودباد جبهه قطبی و در بستر موجهای بلند، به طرف مشرق حرکت می‌کنند و مسیر حرکت آنها مسیرهای آنتی‌سیکلونی را به وجود می‌آورد. اگر یک آنتی‌سیکلون، برای مدتی برروی منطقه‌ای توقف کند، وجود آن بادهای غربی را از مسیر اصلی خود منحرف می‌کند و حالت مانع را در سر راه معمول بادها ایجاد می‌کند.

بعضی از اغتشاشهای منطقه برون‌حارّه، از نظر وسعت، کوچک، ولی از نظر قدرت، بسیار قوی هستند. معروفترین این اغتشاشها، تندرها و توفندها هستند. تندر طوفان کوچک رعد و برق است که اغلب در هوای ناپایدار بهار بروز می‌کند. تندرها معمولاً بعد از ظهرها در داخل توده هوا ایجاد می‌شوند و در عین حال، امکان وقوع آنها در جلو جبهه‌ها، در هر وقتی وجود دارد. تندر اغلب با بارش رگبار همراه است.

توفندها بسیار شدیدتر از تندرها هستند. صعود در داخل توفند بسیار شدید به وقوع می‌پیوندد و هوا ضمن صعود به شکل قیفی درمی‌آید که سر باریک آن در زمین و سر پهن آن به طرف بالای اتمسفر است. توفندها پدیده ویژه بهارند و خسارات بسیاری به وجود می‌آورند. وجود هوای گرم، مرطوب و ناپایدار در سطح زمین و یک موج کوتاه در سطح بالا، هم برای تشکیل تندر و هم برای تشکیل توفند لازم است.

سیستمهای سینوپتیک منطقه حارّه را از نظر شکل ظاهری به دو دسته موجی‌شکل و حلقوی تقسیم می‌کنند.

موجهای شرقی معروفترین نوع سیستمهای موجی‌اند. این موجها در بادهای بسامان و به طریقی مشابه، با موج بادهای غربی به وجود می‌آیند. آنها ابتدا خشک و پایدارند، ولی بتدریج که از روی اقیانوسهای گرم و مرطوب می‌گذرند، ناپایدارتر می‌شوند و بر ضخامت آنها نیز افزوده می‌شود. این موجها که به طرف مغرب حرکت می‌کنند در زیر قسمت عقب خود حالت ناپایداری و در زیر قسمت جلو خود شرایط پایداری ایجاد می‌کنند. بنابراین، موجهای شرقی، برخلاف موجهای بادهای غربی، ابتدا هوای آرام و بعد هوای متلاطم را با خود می‌آورند.

اگر ناپایداری موجهای شرقی شدیدتر باشد، تبدیل به یک سیستم حلقوی می‌شوند که همان سیکلون حارّه‌ای است. سیکلونهای حارّه فاقد جبهه هوا هستند و توده هوای آنها در همه جا یکسان است؛ در نتیجه، در مورد منطقه حارّه، به جای اصطلاح توده هوا، اصطلاح جریان هوا را به کار می‌برند. سیکلونهای حارّه‌ای برروی دریاهای گرم (با دمای بیش از ۲۶/۵ درجه سلسیوس) و با فاصله حداقل ۱۰ درجه عرض جغرافیایی از خط استوا تشکیل می‌شوند. مسیر سیکلونهای حارّه‌ای به طرف غرب است. این سیکلونها انرژی جنبشی خود را از تراکم بخار آب تأمین می‌کنند، و در نتیجه، در روی دریاها قوی‌ترند و به محض ورود به خشکی از بین می‌روند.

اگر شدت سیکلونهای حارّه‌ای بسیار زیاد باشد، سیستمها بسیار قوی به نام «طوفان حارّه‌ای» به وجود می‌آورند. گرچه هر طوفان حارّه‌ای سیستمی است کوچک و به قطر حداکثر ۷۰ یا ۸۰ کیلومتر، بسیار قوی و مخرب است. رعد و برق و بارش و بادهای بسیار قوی از ویژگیهای این طوفانهاست.

طوفانهای حارّه‌ای در نواحی معینی مانند خلیج بنگال و دریای کارائیب به وجود می‌آیند و در مسیر حرکت خود، ابتدا به طرف مغرب و بعد بر اثر واردشدن در جریان بادهای غربی، به طرف شمال شرق حرکت می‌کنند و در این مسیر خسارات غیرقابل جبرانی به وجود می‌آورند. طوفانهای حارّه‌ای را در دریای کارائیب، هوریکان و در جنوب شرقی آسیا تیفون می‌گویند.

سیکلونهای جنب‌حارّه جزو دیگر سیستمهای سینوپتیک هستند که در منطقه جنب‌حارّه و در طبقات میانی جوّ به وجود می‌آیند. این سیکلونها، از جهت نداشتن جبهه، به سیکلونهای حارّه‌ای و از نظر همراه داشتن موج کوتاه بالایی، به سیکلونهای برون‌حارّه شباهت دارند.

اغتشاشهای موسمی هم جزو اغتشاشهای منطقه‌حارّه به حساب می‌آیند که در داخل هوای موسمی و در فصل گرم سال به وجود می‌آیند. این اغتشاشها اغلب در خلیج‌بنگال به وجود می‌آیند و در امتداد دره گنگ به طرف غرب حرکت می‌کنند. اغتشاشهای موسمی در زیر رودباد شرقی تشکیل می‌شوند و در امتداد آن به طرف غرب حرکت می‌کنند.

کتابنامهٔ فصل

Alijani, B. (1979); *Cyclone Tracks in Relation to the Upper Flow Pattern in the Middle East, December-March 1964-67.;* M. A. Thesis, M. S. U., E-Lansing, Michigan, U. S. A

———— (1981); *Synoptic Origin of Precipitation in Iran;* Ph. D. Dissertation, M. S. U., E-Lansing, Mi, U. S. A.

Barry, R. G. and R. J. Chorley (1989); *Atmosphere, Weather, and Climate;* New York: Methuen and Co.

Bjerknes, J. and H. Solberg (1921); *Meteorological Conditions for the Formation of Rain;* Geofysiske Publ., Vol. II, No. 3, Oslo.

Bjerknes, J. and Holmboe (1944); "On the Theory of Cyclones," *J. Meteor.*, Vol. 2, 1-22.

Buzzi, A. and S. Tibaldi (1978); *Cyclogenesis; Q. J. R. M. S.*, Vol. 104, 271-87.

Byers, H. R. (1974); *General Meteorology;* 4th ed., New York: McGraw-Hill Book Comp.

Chang, J. H. (1972); *Atomospheric Circulation Systems and Climates;* Honolulu, Hawaii: The Oriental Publ. Comp.

Dines, W. H. (1925); "The Correlation Between Pressure and Temperature in the Upper Air With a Suggested Explanation," *Quart. J. Roy. Meteor. Soci.;* Vol. 51, 31-38.

Fitzroy, R. (1863); *The Weather Book, a Manual of Practical Meteorology;* 2nd ed., London.

Harman, J. R. (1971); "Tropospheric Waves, Jet Streams, and United States Weather Patterns," *Asso. Amer. Geogr. Reso. Pap.;* No. 11, Washington, D. C.

Harrold, T. W. (1973); "Mechanisms Influencing the Distribution of Precipitation Within Baroclinic Disturbances," *Quart. J. Roy. Meteor. Soci.;* Vol. 99, 232-51.

Hawkins, H. F. and D. T. Rubsam (1968); "Hurricane Hilda, 1964, II. Structure and Budgets of the Hurricane on October 1, 1964," *Mon. Wea. Rev.;* Vol. 96, 617-36.

Hovanec, R. and L. Horn (1975); "Static Stability and 300 mb Isotach Field in the Colorado Cyclogenetic Area," *Mon. Wea. Rev.;* Vol. 103, 628-38.

Klein, W. H. (1948); "Winter Precipitation as Related to 700 mb Circulation," *Bull. Amer.*

Meteor. Soci.; Vol. 29, 439-53.

_________ (1968); "The Frequency of Cyclones and Anticyclones in Relation to the Mean Circulation," *J. Meteor.;* Vol. 15, 98-102.

Lockwood, J. G. (1986); *World Climatic Systems;* London: Edward Arnold Publishers.

Newton, C. W. (1956); "Mechanisms of Circulation Change During a Lee Cyclogenesis," *J. Meteor.;* Vol. 13, 528-39.

Oliver, J. E. and R. W. Fairbridge (Eds.) (1987); *The Encyclopedia of Climatology;* New York: Van Nostrand and Reinhold Comp.

Palmen, E. and C W. Newton (1969); *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation;* New York: Academic Press.

Pattersen, S. (1950); "Some Aspects of the General Circulation of the Atmosphere," *Centen. Proc. Roy. Meteor. Soci.;* 120-55, London.

Ramage, C. S. (1962); "The Subtropical Cyclone," *Jor. Geoph. Rea.;* Vol. 67, 1401-1411.

_________ (1962); "Hurricane Development," *Jor. Meteor.;* Vol. 16, 227-37.

Reed, R. J. (1960); "Principal Frontal Zones of the Northern Hemisphere in Winter and Summer," *Bull. Am. Meteor. Soci.;* Vol. 41, 591-598.

Rex, D. F. (1951); "The Effect of Atlantic Blocking Action Upon European Climate," *Tellus.;* Vol. 3, 100-112.

Rossby, C. G. (1939); Relation Between Variations in the Intensity of the Zonal Circulation of the Atmosphere and the Displacement of the Semi-Permanent Centers of Action," *J. Mar. Res.;* Vol. 2, 35-8.

Simpson, R. H. (1952); "Evolution of the Kona Storm, a Subtropical Cyclone," *Jor. Meteor.;* Vol. 9, 24-35.

Stringer, E. T. (1982); *Foundations of Climatology;* 1st Indian Reprint, Delhi, India: Surjeet Publications.

Taljaard, J. J. (1967); "Development, Distribution and Movement of Cyclones and Anticyclones in the Southern Hemisphere During the I.G.Y.," *J. Appl, Meteor.;* Vol. 6, 973-87.

Tarakanov, G. G. (1980); *Tropical Meteorolgy;* English Translation by M. G. Edelev, Moscow: Mir Publishers.

Trewartha, G. T. and L. H. Horn (1980); *An Introduction to Climate;* 5th ed., London: McGraw-Hill Book Comp.

Van Loon, H. (1965); *A Climatological Study of the Atmospheric Circulation in the Southern Hemisphere During the I.G.Y., Part 1;* July 1st, 1957.

Whittaker, L. M. and L. H. Horn (1984); "North Hemisphere Extratropical Cyclone Activity for Four Mid-Season Months," *Journal of Climatology;* 297-310.

فصل نهم

طبقه‌بندی اقلیمهای جهان

۹ـ۱ طبقه‌بندی و اهمیت آن در جغرافیا

به عقیده الکساندر فون هامبولت، بنیانگذار جغرافیای جدید، پدیده‌های جهان در عین تنوع ظاهری وحدتی درونی دارند و جغرافیدانان در پی کشف این وحدت درونی است. قبول وحدت درونی، حاکی از نظامی به هم پیوسته و منسجم بین تمام این پدیده‌هاست؛ به عبارت دیگر، بین پدیده‌ها و جنبه‌ها و موقعیت عملکرد آنها (مانند موقعیت مکانی یا زمانی، اندازه و مانند آن) روابط متقابل معین و مشخصی وجود دارد که همگنی مکانی و زمانی دارند؛ مثلاً دما در همه جا با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد و تمام نقاطی که در دامنه آفتابگیر قرار گیرند گرمترند؛ یا آنکه بیشتر گیاهان دمای زیر صفر درجه سلسیوس را تحمل نمی‌کنند. مطالعه اینگونه جنبه‌های مشترک به کشف روابط و ساختن مدل و دادن نظریه می‌انجامد.

از جمله هدفهای عمده جغرافیا، تفکیک مکان به واحدهای کمابیش مستقل از یکدیگر براساس یک یا چند معیار مفروض است. هر معیاری می‌تواند در مورد انبوهی از عضوها که جمعیتی آماری را تشکیل می‌دهند صدق کند و چون مطالعه همه اعضای هر جمعیتی غیرممکن است، کشف نقاط مشترک کمک می‌کند که به جای مجموعه افراد متشابه، یکی را انتخاب کرده، مطالعه کنیم. از طرف دیگر، بررسی انفرادی پدیده‌ها وجود قانون و نظام درونی جهان را آشکار نمی‌کند و فقط مطالعه گروهی آنهاست که این کار را ممکن می‌سازد. بنابراین، مطالعه گروهی پدیده‌ها به دو دلیل عمده ضروری است:

۱. بررسی انفرادی اعضای جمعیتها احتیاج به زمان نامحدود دارد که برای انسان غیر ممکن است؛

۲. فقط مطالعه گروهی پدیده‌ها باعث کشف روابط و قانون حاکم بر آنها می‌شود و از این راه نظریه‌ها و فرمولها ساخته می‌شود (جانستون، ۱۹۷۶).

ناحیه‌بندی پدیده‌ها برحسب مکان، در جغرافیا سابقه‌ای بسیار طولانی دارد. نتیجه این مطالعه تفکیک نواحی جغرافیایی و به وجود آمدن جغرافیای ناحیه‌ای است، به طوری که امروزه ناحیه‌بندی جزو وظایف اصلی جغرافیا شده است. هر ناحیه جغرافیایی قسمتی از سطح زمین است که از نظر پدیده‌ها و فرایندهای موجود در آن، تجانس درونی چشمگیری دارد. جغرافیای ناحیه‌ای، ویژگیهای یک ناحیه جغرافیایی و راههای تعیین ناحیه را بررسی می‌کند.

۹ـ۲ طبقه‌بندی اقلیمی

لزوم این ناحیه‌بندی، بخصوص در آب و هواشناسی، مشخصتر است و از این رو در این رشته گسترش بسیار یافته است. جمعبندی تلاشهایی که در این زمینه شده در جدول ۹ـ۱ آمده است (اولیور، ۱۹۷۳).

تقسیم‌بندیهای آب و هوایی، به طور کلی، به سه طریق توصیفی، ژنتیکی و کاربردی انجام می‌شود. در تقسیم‌بندی توصیفی، نقاطی که در یک یا چند ویژگی مشابه باشند در یک گروه قرار می‌گیرند. در تقسیم‌بندی ژنتیکی، مناطق آب و هوایی براساس عوامل به وجود آورنده آنها تعیین می‌شوند، اما دیدگاه تقسیم‌بندی کاربردی درست در جهت عکس است؛ یعنی آب و هوا را براساس آثار ظاهری آن برروی پدیده‌های دیگر تقسیم می‌کنند؛ برای مثال، آب و هوای ساوان[1] به نوعی اقلیم گفته می‌شود که سبب به وجود آمدن پوشش گیاهی «ساوان» می‌شود.

اقلیم‌شناسان قدیم بیشتر به جنبه کاربردی آب و هوا توجه داشتند (جدول ۹ـ۱) و تقسیم‌بندیهای مشهور امروزی، مانند کوپن و تورنت‌ویت، نیز براین اساس به وجود آمده‌اند.

بررسی و تقسیم‌بندی آب و هوایی براساس یک کاربرد خاص ممکن نیست جنبه عام داشته باشد؛ به عبارت دیگر، شناخت جامع آب و هوا از این طریق میسر نیست و چه بسا دو تقسیم‌بندی مختلف، براین اساس، تفاوتهای بسیار با یکدیگر داشته باشند.

---

۱. Savanna: نوعی پوشش گیاهی است که از علفزارهای وسیع همراه با تک‌درختها تشکیل شده است.

جدول ۹ـ۱ برخی از انواع تقسیم‌بندیهای آب و هوایی

ردیف	نام محقق	سال	هدف تقسیم‌بندی	اساس تقسیم‌بندی
۱	دمارتن[1]	۱۹۰۹	ناحیه‌بندی سطح زمین	نُه گروه‌اصلی رابراساس دماوبارش تعیین کردکه‌هر گروه،خودبه‌واحدهای کوچکتری تقسیم می‌شود. توجه‌بسیاری به‌محدوده‌نواحی خشک شده‌است و بیشتر مرزهااز طریق توصیف محض تعیین شده‌اند.
۲	پنک	۱۹۱۰	نواحی آب‌وهوایی در رابطه با نواحی فیزیوگرافی	سه‌ناحیه‌اصلی رابراساس تفاوت درنوع فرسایش وهوازدگی تعیین کردکه‌عبارتنداز مرطوب،خشک وبرفی که‌هرکدام به دوگروه‌فرعی تقسیم می‌شود.
۳	کوپن	۱۹۱۸		براساس دما و بارش ماهانه و سالانه وباتوجه‌به واحدهای‌متمایزپوشش‌گیاهی، روی زمین را به چندین واحد آب و هوایی تقسیم کرد.
۴	وال[2]	۱۹۱۹	نواحی آب‌وهوایی درارتباط باپوشش گیاهی	براساس‌دمای سردترین‌وگرمترین‌ماههای‌سال، پنج‌گروه‌آب‌وهوایی‌رامشخص‌کردکه هریک‌از آنهابراساس‌درصدروزهای‌مرطوب،به واحدهای کوچکتری تقسیم می‌شود.
۵	پاسارژ[3]	۱۹۲۴	رابطهٔ‌بین‌پوشش گیاهی و آب و هوا	براساس‌پراکندگی‌پوشش‌گیاهی، پنج‌ناحیه‌اصلی را تعیین کردکه هرکدام به دو ناحیه فرعی تقسیم شده‌است.
۶	فدروف[4]	۱۹۲۷	استفاده از آمار روزانه	براساس وضع بادغالب، دما، بارش و ویژگیهای دیگر، هوای روزانه را طبقه‌بندی کرد.
۷	میلر[5]	۱۹۳۱	ناحیه‌بندی آب و هوایی	براساس‌دماوبااستفاده‌ازپوشش‌گیاهی‌نواحی، پنج ناحیه اصلی آب و هوایی راتعیین کردکه هرکدام‌بر اساس‌رژیم فصلی‌بارش، به واحدهای کوچکتری تقسیم شده است.

1. De Martonne 2. Wahl 3. Passarge 4. Federov
5. Miller

ادامه جدول ۱ـ۹

ردیف	نام محقق	سال	هدف تقسیم‌بندی	اساس تقسیم‌بندی
۸	فیلیپسون[1]	۱۹۳۳	تقسیم‌بندی آب و هوایی در سطح جهانی، قاره‌ای و ناحیه‌ای	براساس دمای سردترین و گرمترین ماه سال و بارش، پنج منطقه آب و هوایی، ۲۱ تیپ آب و هوایی و ۶۳ ناحیهٔ آب و هوایی را مشخص کرد.
۹	بلیر[2]	۱۹۴۲	توصیف‌مرتب از آب هواهای جهان	پنج کمربند اصلی آب و هوایی حارّه‌ای، جنب‌حارّه‌ای میانه، جنب‌قطبی و قطبی را تعیین کرد و با توجه به دما، بارش و پوشش گیاهی، چهارده تیپ آب و هوایی و شش واحد آب و هوایی را در هر کمربند تشخیص داد.
۱۰	گورژینسکی[3]	۱۹۴۵		پنج‌کمربندآب‌وهوایی و ده تیپ آب و هوایی را تعیین کرد. تأکیداوبیشتربر تفکیک‌بین آب و هوای قاره‌ای واقیانوسی وتعریف کم‌آبی است.
۱۱	فون‌ویسمن[4]	۱۹۴۸	پراکندگی‌آب‌و هوایی جهان‌در ارتباط باپوشش گیاهی	بااستفاده از روش کوپن‌پنج‌کمربندآب‌وهوایی‌را تعیین و هر کدام را براساس دما و بارش به واحدهای کوچکتری تقسیم کرد.
۱۲	تورنت‌ویت	۱۹۴۸	تعیین‌آب و هوا برحسب نیاز آب منطقه	بااستفاده از تبخیر و تعرق بالقوه‌وواقعی،نیازآب هرمنطقه‌رامعین‌وبراین اساس، نوع آب و هوا را مشخص کرد.
۱۳	کریتزبرگ[5]	۱۹۵۰	رابطه آب و هوا با پوشش گیاهی	تقسیم‌بندی آب و هوایی خود را براساس تعداد ماههای مرطوب و تعداد روزهای پوشیده از برف در سطح زمین انجام داد.

1. Philippson 2. Blair 3. Goraczynski 4. Von Weismann
5. Kreitzberg

ادامه جدول ۹ـ۱

ردیف	نام محقق	سال	هدف تقسیم‌بندی	اساس تقسیم‌بندی
۱۴	گایگرپُول[۱]	۱۹۵۳	نقشه‌تیپهای آب و هوای جهان	تقسیم‌بندی کوپن با کمی تغییرات
۱۵	ترِوارتا	۱۹۵۴	توصیف مرتب آب‌وهوای جهان	تقسیم‌بندی کوپن با کمی تغییرات
۱۶	برازول[۲]	۱۹۵۴	کمربندهای راحتی انسان	با استفاده از دمای خشک و دمای مرطوب در دوازده‌ماه، وضع هرماه‌را از نظر راحتی انسان در مقیاسی دوازده درجه‌ای معین کرد که در آن، درجه دوازده خیلی داغ ودرجه‌یک خیلی سرد به شمار می‌رود.
۱۷	آمبرژه[۳]	۱۹۵۵	رابطه آب و هوا با شرایط زیست‌شناختی	دو نوع آب‌وهوای بیابانی وغیربیابانی راتعیین و هر کدام‌رابراساس‌نوسان‌سالانه‌دماودوام‌تابش روزانه خورشید به واحدهای کوچکتری تقسیم کرد.
۱۸	باگنولز گوسن[۴]	۱۹۵۷	آب و هواهای بیولوژیک	براساس‌ضریب‌خشکی،دمای‌سردترین‌ماه‌وآمار برف‌ویخبندان‌دوازده‌ناحیه‌عمده‌آب و هوایی را تعیین کرد که ضریب خشکی مدت دوام فصل خشک را نشان می‌دهد.
۱۹	بودیکو	۱۹۵۸	پراکندگی‌انرژی در ارتباط با بیلان آب	از روی‌نسبت‌انرژی‌تابشی برای انرژی لازم جهت تبخیر رطوبت،ضریب‌منطقی‌خشکی‌رامحاسبه‌و براساس آن نواحی مرطوب را تعیین کرد.
۲۰	پوتنام[۵] ودیگران	۱۹۶۰	تعیین‌شرایط‌نواحی ساحلی جهان و ویژگیهای آب‌وهوا و پوشش گیاهی	براساس میانگین دمای حداقلها، میانگین دمای حداکثرهاوفراوانی ماهانه‌وسالانه‌بارش چهارده نوع آب و هوا را تعیین کرد.

1. Geiger-Paul 2. Brazol 3. Emberger 4. Bagnouls-Gaussen
5. Putnam

ادامه جدول ۹ـ۱

ردیف	نام محقق	سال	هدف تقسیم‌بندی	اساس تقسیم‌بندی
۲۱	پگی[1]	۱۹۶۱	نواحی آب و هوایی	بااستفاده‌ازیک‌نمودارمثلثی‌شکل‌وبراساس‌آمار دماوبارش‌سالانه،پنج‌نوع‌آب‌وهوارادرروی زمین مشخص کرد.
۲۲	ترول[2]	۱۹۶۳	رابطه‌آب و هوا و سیستمهای‌حیات	براساس نوسان روزانه و سالانه‌دماونسبت‌ماههای مرطوب‌به‌ماههای‌خشک‌درهرنقطه،شش‌نوع‌آب وهوای‌اولیه‌راتعیین‌کردکه‌هرکدام‌ازآنهابه‌واحدهای کوچکتری تقسیم شده است.
۲۳	پاپاداکیس[3]	۱۹۶۶	توان‌کشاورزی نواحی آب و هوایی	براساس‌پتانسیل‌هرمنطقه‌ازنظرتولیدمحصولات کشاورزی،ده‌نوع آب و هوای اصلی را تعیین کرد که‌هرکدام‌به واحدهای‌کوچکتری تقسیم شده‌اند.
۲۴	کارتر[4] و متر	۱۹۶۶	تعیین‌محیطهای زیستی	تقسیم‌بندی تورنت‌ویت باکمی تغییرات
۲۵	ترجونگ[5]	۱۹۶۸	تأثیرآب و هوا بر راحتی انسان	براساس درجه حرارت و سرعت باد، نواحی آب و هوایی را با توجه به احساس راحتی انسان تعیین کرد.
۲۶	مالمستروم[6]	۱۹۶۹	مؤثربودن‌بارش به عنوان یک طرح تحقیقاتی	سیستم‌تورنت‌ویت باکمی تغییرات
۲۷	استرالر	۱۹۷۸	نواحی‌آب‌وهوایی با توجه‌به‌نیاز آب خاک	براساس‌نیازآب‌سالانه،خاک‌ونوع‌توده‌های‌هوا، روی زمین را به سه ناحیه و هر ناحیه را هم به چند ناحیه کوچکتر تقسیم کرد.

1. Peguy 2. Troll 3. Papadakis 4. Carter
5. Terjung 6. Malmstrom

درصورتی که هدف اصلی تقسیم‌بندی یا «گروهبندی» آب و هوایی کشف نظم موجود در اوضاع آب و هوایی کل سطح زمین و شناخت دقیق و جامع پدیده‌های اصلی آب و هوایی است؛ به همین دلیل، توجه به تقسیم‌بندی ژنتیکی و توصیفی ضرورت پیدا می‌کند. در واقع، نخست باید آب و هوا را از نظر ظاهری (توصیفی) و ژنتیکی شناخت و سپس کاربرد آن را در مورد پدیده‌های دیگر بررسی کرد.

۹ـ۳ اصول تقسیم‌بندی آب و هواها

در تقسیم‌بندی آب و هوایی دو مسأله را باید مدنظر قرار داد: اول، تعیین معیارهای لازم جهت طبقه‌بندی و دوم، تعیین مرز بین دو گروه یا ناحیه آب و هوایی. در طبقه‌بندیهای گذشته، بیشتر از یک یا دو پارامتر آب و هوایی، مانند دما و بارش، استفاده شده است. در صورتی که آب و هوا، طبق تعریف، وضعیت کلی یک منطقه است که از اجتماع همه عناصر آب و هوایی حاصل می‌شود؛ برای نمونه، برای شناخت صحیح آب و هوای یک ناحیه باید میزان انرژی تابشی، ابرناکی آسمان و مقدار فشار را مطالعه کرد. البته بعضی از متخصصان برای رفع این نقیصه قدمهایی برداشته‌اند؛ مثلاً تورنت‌ویت، علاوه بر دما و بارش، از عامل تبخیر و تعرق نیز استفاده کرده است. به نظر او، میزان تبخیر و تعرق، به طور غیرمستقیم، شرایط دما و رطوبت منطقه را منعکس می‌کند.

در تعیین مرز بین دو تیپ آب و هوایی، توجه بیشتری لازم است و باید سعی کرد که این مرز براساس استدلال علمی و منطبق بر شرایط طبیعی تعیین شود. عدم رعایت این مسأله سبب می‌شود که یک منطقه جغرافیایی در سیستمهای مختلف طبقه‌بندی جایگاه متغیری داشته باشد؛ برای مثال، در طبقه‌بندی کوپن، شهر انزلی با اندک تغییری در مرز تقسیم‌بندی، در دو تیپ آب و هوایی متفاوت قرار می‌گیرد. در صورتی که واقعیت آب و هوایی شهر انزلی هیچ تفاوتی نکرده است.

مشکلات تقسیم‌بندی اقلیمی

متأسفانه در بیشتر تقسیم‌بندیهای اقلیمی موجود، مرز و معیارهای تقسیم‌بندی قراردادی است و از سیستمی به سیستم دیگر فرق می‌کند. این نقیصه از کارآیی جامع و بهتر این سیستمها می‌کاهد. در مجموع، نقاط ضعف همه سیستمهای طبقه‌بندی را می‌توان چنین بیان کرد (علیجانی، ۱۳۶۵):

۱. معیار انتخاب‌شده برای تقسیم‌بندی، به جای عناصر آب و هوایی، پدیده‌هایی دیگر مانند نوع پوشش گیاهی، نوع خاک، میزان آب مورد نیاز گیاهان یا واکنش انسان است.

۲. مرز بین تیپهای آب و هوایی، در اکثر موارد، قراردادی و به دلخواه پژوهشگر بوده و استدلال علمی در تعیین آن نقش کمتری داشته است.

۳. آب و هوا «کلیت» وضع یک ناحیه را نشان می‌دهد و باید برای تعیین آن از کلیه عناصر آب و هوایی استفاده شود؛ نه از چندتای معدود از آنها. در تمام این سیستمها چنین است.

۴. در استفاده از کلیه عناصر آب و هوایی، باید میزان تشابه بین آنها، در نقاط مختلف، به نحوی دقیق اندازه گیری شود. در تقسیم‌بندی قبلی این تشابه به صورت دقیق اندازه گیری نمی‌شد.

۵. آب و هوای یک منطقه، علاوه بر شرایط محلّی مانند ناهمواری و زاویه تابش، از عوامل بیرونی مانند توده‌های هوا و گردش عمومی اتمسفری نیز تأثیر می‌پذیرد. در طبقه‌بندی سیستمهای آب و هوایی، این عوامل را باید از نظر ژنتیکی درنظر گرفت. البته این مسأله در مواردی، مانند طبقه‌بندی استرالر، جغرافیدان معروف امریکایی، تا حدی رعایت شده است، ولی باز هم کافی نیست (استرالر، ۱۹۷۸). در اکثر موارد، تأثیر عوامل آب و هوایی، اعم از منطقه‌ای یا بیرونی، به صورتی کلی و توصیفی منظور شده و اندازه گیریهای دقیق در مورد آنها انجام نشده است.

۶. در همه این طبقه‌بندیها از میانگین عنصرهای آب و هوایی استفاده شده است، حال آنکه وضعیت میانگین در طبیعت وجود ندارد و به همین دلیل، آب و هوای به دست آمده چندان با واقعیت وفق نمی‌دهد؛ برای مثال، با توجه به میانگین دمای ماهانه در چندین سال، هوای یزد در اردیبهشت ماه گرم و خشک است، اما در عمل ممکن است آب و هوای این شهر چند سال کاملاً مرطوب یا سرد باشد. این وضع واقعیت آب و هوایی منطقه را نشان نمی‌دهد. هر نوع آب و هوا باید تا آنجا که مقدور است، وضعیت دقیق آب و هوایی منطقه را نشان دهد و از این رو، باید براساس فراوانی وقوع همه داده‌های آب و هوایی تعیین شود.

تهیه نقشه‌های هوا (سینوپتیک) به جمعبندی داده‌های آب و هوایی بسیار کمک کرد و امکان دسترسی به تمام عنصرهای آب و هوایی یک منطقه را برای اقلیم‌شناسان

فراهم آورد. در دهه ۱۹۲۰، فدروف، هواشناس روسی، برای مطالعه آب و هوا از تمام داده‌های آب و هوایی مندرج در نقشه‌های هوا استفاده کرد (بری و پری، ۱۹۷۳). او سعی کرد که نقشه‌های هوا را در یک گروه قرار بدهد و بدین‌طریق اصطلاح تیپ هوا را پدید آورد.

پیشرفتهای جدید در تقسیم‌بندی اقلیمی

استفاده از تمام عنصرهای آب و هوایی در درازمدت و طبقه‌بندی آنها به گروهها یا تیپهای هوایی کار آسانی نبود و با نبود کامپیوتر، وقت زیادی را می‌گرفت. علت اصلی عدم گسترش طبقه‌بندی آب و هوایی براساس پارامترهای زیاد، همین مسأله بود.

بعد از جنگ جهانی دوم، تغییرات عمده‌ای در علم جغرافیا اتفاق افتاد. اقلیم‌شناسان از طرفی متوجه عدم کارآیی میانگینهای آب و هوایی در موارد کاربردی شده، از طرف دیگر با روشهای استفاده از کامپیوتر آشنا شدند. این عوامل سبب شد که آب و هواشناسان میزان تشابه بین نقاط مختلف را به کمک کامپیوتر، خیلی دقیق اندازه گیری و نتیجه را با استفاده از مدلهای آماری متعدد، طبقه‌بندی کنند. درعین حال، پیشرفت آب و هواشناسی سینوپتیک به آب و هواشناسان این امکان را داد که در توصیف آب و هوای یک منطقه، به عامل اصلی تعیین‌کننده آن، یعنی سیستمهای فشار در سطح زمین و نیز در سطوح بالا، توجه کنند.

گسترش نقش آمار در تقسیم‌بندی اقلیمی

امروزه در محاسبه و بررسی عناصر آب و هوایی، از میانگین آنها استفاده نمی‌شود، بلکه فراوانی تکرار یک عنصر اقلیمی را در مدتی معین به کار می‌برند. اگر وضعیت حاصل از اجتماع تمام عناصر آب و هوایی یک منطقه را در یک زمان معین، تیپ هوا در آن منطقه بنامیم، آب و هوای آن در مدتی معین عبارت است از تیپ هوایی که بیشتر از همه تکرار شده است؛ به عبارت دیگر، تیپ هوای غالب در هر منطقه، آب و هوای آن منطقه را مشخص می‌کند.

هدف اصلی در تقسیم‌بندیهای آماری، به حداکثر رساندن تجانس درونگروهی (تشابهات) و عدم‌تجانس برونگروهی (تفاوتها) است؛ به عبارت دیگر، نواحی آب و هوایی یا تیپهای هوای ایجادشده باید حداکثر تشابه و تجانس درونی، و در همان حال،

حداکثر تفاوت را با همدیگر داشته باشند. برای این منظور، از میزان همبستگی یا میزان تشابه بین کلیه اعضا استفاده می‌شود؛ برای مثال، استاینر (۱۹۶۵) ۶۷ ایستگاه هواشناسی ایالات متحده را براساس شانزده متغیر و با استفاده از روشهای آماری تحلیل عامل و تحلیل تمایزی به ده ناحیه آب و هوایی جداگانه تقسیم کرد. در این روش، میزان همبستگی بین ایستگاهها با توجه به شانزده متغیر موردنظر تعیین شد و براساس میزان همبستگی بین ایستگاهها، چهار محور اصلی عوامل ارجح تعیین شدند و جایگاه هر کدام از ایستگاهها در دستگاه مختصات حاصل از این چهار محور، تعیین و فاصله آنها از یکدیگر با فرمول زیر محاسبه شد.

$$D_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + 6(z_i - z_j)^2 + (p_i - p_j)^2 + \dots} \quad (۹\text{-}۱)$$

در این فرمول، i و j هر کدام یک ایستگاه هستند و x، y، z و p نمایانگر محورهای عمده‌اند. او براساس نزدیکی فاصله‌ها، ایستگاههای نزدیک به هم را با هم در یک گروه قرار داد و بعد گروههای ایجاد شده را دوباره گروهبندی کرد تا آنکه سرانجام ده ناحیه آب و هوایی به دست آورد. البته چند ایستگاه موقعی می‌توانند یک ناحیه را تشکیل دهند که در مجاورت هم قرار داشته باشند.

نمونه دیگر، کار جانستون (۱۹۷۶) است که با استفاده از روش آماری «تحلیل ارتباطی» شانزده روستای واقع در شمال شرقی نروژ را براساس دو متغیر ناحیه‌بندی کرد. او توانست به دلیل کم‌بودن تعداد متغیرها و بدون استفاده از تحلیل عامل، فاصله بین روستاها را در دستگاه مختصات دو محوری تعیین و بعد براساس نزدیکی فاصله‌ها، روستاها را با هم گروهبندی کند و نواحی متجانس را به دست آورد.

در همه موارد می‌توان با استفاده از «تحلیل واریانس»، میزان تفاوت بین نواحی را آزمود. پس از تعیین نواحی آب و هوایی، ویژگیهای هر ناحیه با استفاده از یک ایستگاه نماینده، یا با محاسبه میانگین همه ایستگاهها، مشخص می‌شود. البته با مطالعه نقشه‌های سینوپتیک نیز می‌توان عوامل کنترل‌کننده آب و هوای هر ناحیه را تعیین کرد.

در کارهای یادشده، نتایج ایستگاههای متعددی را براساس چندین ویژگی آب و هوایی با هم مقایسه کرده‌اند، اما اگر وضعیت هوای روزانه یک منطقه را در درازمدت

بررسی کنیم، نتیجه حاصل تیپهای هوای حاکم برمنطقه خواهد بود. در تعیین تیپهای هوا، اکثراً به بررسی توزیع فشار اکتفا می‌شود؛ زیرا مهمترین عامل آب و هوا که تغییر عوامل دیگر را نیز به همراه دارد، توزیع فشار در یک ناحیه است. توزیع فشار، منعکس‌کننده دما، ابرناکی آسمان، نوع سیستمهای هوا، میزان بارش و ... است.

در نتیجه، در بیشتر مطالعات تیپهای هوایی، با توجه به توزیع فشار، نوع و جهت جریان هوا مشخص می‌شود. نمونه معروف در این زمینه، بررسی لاند[1] (۱۹۶۳) است. او با استفاده از نقشه‌های هوای روزانه، مقدار فشار در ۲۲ ایستگاه هواشناسی شمال شرقی ایالات متحده را برای ساعت ۱۲ و ۳۰ دقیقه به وقت گرینویچ به کامپیوتر داد و با استفاده از فرمول ساده ۲ـ۹ ضریب همبستگی هر روز را نسبت به روزهای دیگر محاسبه کرد.

$$r = \frac{\sum [(x_i - \bar{x})\ (y_i - \bar{y})]}{[\sum (x_i - \bar{x})^۲ \sum (y_i - \bar{y})^۲]^{\frac{۱}{۲}}} \qquad (۹\text{ـ}۲)$$

در این فرمول، x و y هر کدام فشار اندازه‌گیری شده یک ایستگاه در یک روز معین هستند. لاند براساس ضریبهای همبستگی به دست آمده، تیپهای هوا را به این شرح تعیین کرد. او روزی را که با تعداد روزهای بیشتری از سال ضریب همبستگی ۰/۷ یا بیشتر داشت تیپ A نام نهاد. پس از حذف همه روزهای تیپ A، ضریبهای همبستگی بین روزهای باقیمانده را طبق روش مذکور (تعیین بیشترین روزهایی که ضریب همبستگی مشابه دارند) محاسبه کرد. تعدادی را تیپ B نامید و همینطور ادامه داد تا اینکه ده تیپ هوای کاملاً متمایز به دست آمد.

در پایان باید یادآور شد که روشهای آماری و استفاده از کامپیوتر هنوز در مجامع جغرافیایی جهان جا نیفتاده است. سیستمهای طبقه‌بندی گذشته، علی‌رغم داشتن نقایص فراوان، به علت سهولت کار، هنوز متداولند. سه تا از این سیستمها گستردگی ویژه‌ای دارند و بسیار مورد توجهند. طبقه‌بندی آب و هوایی کوپن به علت سهولت کاربرد و سادگی آن هنوز بهترین سیستم از نظر ارائه تصویر جامع و ساده از اقلیمهای جهان است

1. Lund

و در اکثر مراکز آموزشی تدریس می‌شود. همچنین، روش طبقه‌بندی تورنت‌ویت، علی‌رغم پیچیدگی آن، هنوز بهترین وسیله برای تعیین آب مورد نیاز گیاهان و میزان دبی رودخانه‌هاست. در ادامه بحث به بررسی این دو روش طبقه‌بندی همراه با برداشتی جدید از طبقه‌بندی اقلیمی توسط استرالر که در واقع تعبیری خاص از کار تورنت‌ویت است می‌پردازیم.[۱]

۹ـ۴ طبقه‌بندی آب و هوایی تورنت‌ویت

تورنت‌ویت، آب و هواشناس امریکایی، عقیده دارد که در واقع، آب و هوای یک منطقه نتیجه موازنه بین ستاده‌ها و پسدادهای رطوبت و گرماست و این دو عامل بر یکدیگر اثر دارند. میزان رطوبت یا گرمای منطقه تنها با بارش یا دما تعیین نمی‌شود. رطوبت از طریق تبخیر دمای منطقه را کنترل می‌کند. بنابراین، به نظر او درجه رطوبت یا کم‌آبی منطقه با تأمین نیاز آب گیاهان تعیین می‌شود. ۱۵۰ میلیمتر بارش سالانه ممکن است در در دمای پایین تکافوی نیاز گیاهان به آب را بکند، ولی در دماهای بالا، خیلی کمتر از نیاز گیاهان باشد؛ بنابراین، منطقه اول (که دمای پایین دارد) مرطوب و منطقه دوم خشک به شمار می‌آید.

رطوبت از طریق بارش وارد منطقه می‌شود و از طریق تبخیر و تعرق خارج می‌گردد. از طرفی، میزان تبخیر و تعرق با افزایش دما رابطه مستقیم دارد؛ در نتیجه، تورنت‌ویت تقسیم‌بندی خود را براساس بارش و تبخیر و تعرق بالقوه انجام داده است، با این تعبیر که تبخیر و تعرق بالقوه حداکثر برونداد رطوبت یا نیاز آب منطقه را نشان می‌دهد. او براساس این دو عامل آب و هوایی، چهار معیار را برای تقسیم‌بندی آب و هوا تعیین کرده است (تورنت‌ویت، ۱۹۴۸). این چهار معیار از این قرارند.

الف) کفایت رطوبت. این کفایت با ضریب رطوبت تعیین می‌شود.

$$I_m = I_h - I_a \qquad (۹ـ۳)$$

که در آن I_h ضریب رطوبت و I_a ضریب کم آبی است. I_h را از فرمول زیر محاسبه می‌کنند

$$I_h = \frac{S}{PE} \times ۱۰۰ \qquad (۹ـ۴)$$

۱. لوحهای ۱۵ و ۱۶، به ترتیب، طبقه‌بندی اقلیمی کوپن و استرالر را نشان می‌دهند.

S رطوبت اضافی در ماههای مرطوب و PE تبخیر و تعرق بالقوه سالانه است. به عبارت ساده، میزان S از رابطه زیر به دست می‌آید

$$S = P - PE \qquad (۹\text{-}۵)$$

که در آن P بارش و PE تبخیر و تعرق بالقوه است.

اندازه I_a از رابطه زیر محاسبه می‌شود

$$I_a = \frac{D}{PE} \times ۱۰۰ \qquad (۹\text{-}۶)$$

که در آن D کمبود رطوبت در ماههای خشک است.

رابطهٔ (۹ـ۳) را به صورت زیر نیز می‌توان نوشت

$$I_m = \frac{S - D}{PE} \times ۱۰۰$$

براساس کفایت رطوبت، نُه تیپ آب و هوایی مشخص می‌شود که در جدول ۲ـ۹ آمده‌اند.

جدول ۲ـ۹ تقسیم‌بندی نُه تیپ آب و هوا براساس کفایت رطوبتی

تیپ آب و هوا	علامت	ضریب رطوبت
خیلی مرطوب	A	۱۰۰ و بیشتر
مرطوب	B_4	۱۰۰ـ۸۰
مرطوب	B_3	۸۰ـ۶۰
مرطوب	B_2	۶۰ـ۴۰
مرطوب	B_1	۴۰ـ۲۰
نسبتاً مرطوب	C_2	۲۰ـ۰
نسبتاً خشک	C_1	۰ تا ۳۳/۳-
نیمه خشک	D	۳۳/۳- تا ۶۶/۷-
خشک	E	۶۶/۷- تا ۱۰۰-

ب) کارآیی حرارتی. این معیارِ کارآیی، تبخیر و تعرق منطقه را نشان می‌دهد و در اصل همان تبخیر و تعرق بالقوه است. براساس کارآیی حرارتی نیز نُه تیپ آب و هوایی مشخص می‌شود که در جدول ۳ـ۹ آمده‌اند.

جدول ۳ـ۹ تقسیم‌بندی نُه تیپ هوا براساس کارآیی حرارتی

نام‌آب‌وهوا	علامت	کارآیی‌حرارتی‌برحسب سانتیمتر	تراکم‌تابستانی‌کارآیی‌حرارتی (درصد)	علامت
خیلی گرم	A'	۱۱۴ و بیشتر	کمتر از ۴۸	a'
گرم	B'_4	۱۱۴ـ۹۹/۷	۵۱/۹ـ۴۸	b'_4
گرم	B'_3	۹۹/۷ـ ۸۵/۵	۵۶/۳ـ۵۱/۹	b'_3
گرم	B'_2	۸۵/۵ـ۷۱/۲	۶۱/۶ـ۵۶/۳	b'_2
گرم	B'_1	۷۱/۲ـ۵۷	۶۸ـ۶۱/۶	b'_1
سرد	C'_2	۵۷ـ۴۲/۷	۷۶/۳ـ۶۸	C'_2
سرد	C'_1	۴۲/۷ـ۲۸/۵	۸۸ـ۷۶/۳	C'_1
توندرا	D'	۲۸/۵ـ۱۴/۲	بالای ۸۸	d'
یخبندان	E'	کمتر از ۱۴/۲		

ج) پراکندگی فصلی کفایت رطوبت. رطوبت برای رشد گیاه لازم است و در فصل رشد باید به اندازهٔ کافی در اختیار گیاه قرار گیرد؛ بنابراین، کفایت رطوبت در فصل رشد برای گیاه خیلی مهم است و با توجه به پراکندگی فصلی رطوبت می‌توان فهمید که اگر در فصل رشد رطوبت کم باشد، حتی اگر رطوبت در فصلهای دیگر کافی یا زیاد باشد، گیاه در فصل رشد دچار کم‌آبی می‌شود. پراکندگی فصلی کفایت رطوبت را با ضرایب مرطوبی و خشکی محاسبه می‌کنند؛ به طوری که در آب و هواهای مرطوب، ضریب خشکی و در آب و هواهای خشک ضریب مرطوبی محاسبه می‌شود (جدول ۴ـ۹).

د) تراکم تابستانی کارآیی حرارتی (تبخیر و تعرق بالقوه). این عامل که در ستون دوم جدول ۳ـ۹ درج شده است، میزان گرمی تابستان را نشان می‌دهد. فصل رشد اکثر گیاهان تابستان است و گیاهان در این فصل به علت بالابودن دما به آب بیشتری احتیاج دارند.

جدول ۹.۴ وضعیت خشکی، رطوبت و ضریب مرطوبی آب و هواهای کم آب

نوع‌آب‌وهوا	وضعیت رطوبت	علامت	ضریب
	کمبود آب نیست یا خیلی کم است	r	۰-۱۰
	کمبود آب تابستانی اندک	s	۱۰-۲۰
مرطوب	کمبود آب زمستانی اندک	w	۱۰-۲۰
C و B،A	کمبود آب تابستانی زیاد	s_2	بالای ۲۰
	کمبود آب زمستانی زیاد	w_2	بالای ۲۰
	اضافه آب نیست یا خیلی کم است.	d	۰-۱۶/۷
	اضافه آب زمستانی اندک	s	۱۶/۷-۳۳/۳
خشک	اضافه آب تابستانی اندک	w	۱۶/۷-۳۳/۳
D و E،C_1	اضافه آب زمستانی زیاد	s_2	بالای ۳۳
	اضافه آب تابستانی زیاد	w_2	بالای ۳۳

براساس چهار معیار یاد شده، آب و هوای هر منطقه را با چهار حرف مشخص می‌کنند، اما از آنجا که برای محاسبهٔ تبخیر و تعرق بالقوه، روشی مستقیم وجود نداشت، تورنت‌ویت آن را با محاسبات تجربی تعیین کرده است و به این منظور جدولهای متعددی تنظیم شد. بحث در مورد این جدولها خارج از محدودهٔ مباحث این کتاب است[۱]

در روش تورنت‌ویت، برای تقسیم‌بندی آب و هوا از هیچ عامل غیراقلیمی استفاده نشده است و مرز بین نواحی آب و هوایی هم با ضریبهای به دست آمده تعیین می‌شود. این روش، به علت پیچیده بودن، متأسفانه تاکنون جانیفتاده است، اما روشی مناسب برای محاسبه بیلان آب در کشاورزی و در امور مربوط با رودخانه‌هاست و با وجود پیچیدگی در این زمینه‌ها، خیلی بیشتر از دیگر انواع طبقه‌بندی آب و هوایی مورد استفاده قرار گرفته است.

۹ـ۵ طبقه‌بندی آب و هوایی استرالر

استرالر برحسب نیاز آب سالانه خاک، سه طبقه اصلی اقلیمی را به شرح زیر تعیین کرد[۲]:

۱. علاقه‌مندان می‌توانند به اثر تورنت‌ویت و متر (۱۹۵۶) که در پایان فصل معرفی شده است مراجعه کنند.

۲. نیاز آب سالانه با تبخیر و تعرق بالقوه براساس روش تورنت‌ویت محاسبه می‌شود.

۱. آب و هواهایی که در آنها نیاز آب سالانه خاک بیشتر از ۱۳۰ سانتیمتر است. این نوع اقلیم زیر سیطرهٔ توده‌های هوای حارّه‌ای و جنب‌حارّه‌ای قرار دارد.
۲. آب و هواهایی که در آنها نیاز آب سالانه خاک کمتر از ۱۳۰ سانتیمتر و بیشتر از ۵۲/۵ سانتیمتر است. این نوع اقلیم زیرسیطره توده‌های هوای حارّه‌ای و قطبی قرار دارد.
۳. آب و هواهایی که در آنها نیاز آب سالانه خاک کمتر از ۵۲/۵ سانتیمتر است. این نوع اقلیم زیر سیطرهٔ توده‌های هوای قطبی و شمالگان قرار دارد.

هر طبقهٔ اقلیمی اصلی، براساس کمبود سالانه آبِ خاک، به دو دستهٔ مرطوب و خشک تقسیم می‌شود. مناطق با کمبود آب سالانهٔ کمتر از ۱۵ سانتیمتر، مرطوب و مناطق با کمبود آب سالانه مساوی با ۱۵ سانتیمتر پایین‌تر از آن، خشک نامیده می‌شوند. اقلیم مرطوب براساس کمی و زیادی مازاد آب سالانه خاک و اقلیم خشک براساس کمی و زیادی ذخیره آب سالانه خاک به سه دسته تقسیم می‌شوند (جدول ۵ـ۹).

جدول ۹ـ۵ تقسیم‌بندی اقلیمهای مرطوب و خشک به دسته‌های کوچکتر (استرالر، ۱۹۷۸)

نام	نشانه	تعریف	اقلیم
نیمه خشک	s	ذخیرهٔ آب خاک، حداقل در دو ماه از سال، بیش از ۶ سانتیمتر است.	
نیمه بیابانی	sd	ذخیرهٔ آب خـاک، در کمتر از دو ماه، به بالای ۶ سانتیمتر می‌رسد، ولی حداقل در یک ماه بیشتر از ۲ سانتیمتر است.	خشک
بیابانی	d	ذخیره آب خاک در هیچ ماهی بیشتر از ۲ سانتیمتر نیست.	
نیمه مرطوب	sh	کمبـود آب خاک کمتر از ۱۵ سانتیمتر و بیشتر از صفر و مازاد آب خاک صفر است. مازاد آب خاک، در صورت وجود داشتن، کمتر از کمبود آب خاک است.	
مرطوب	h	مـازاد آب خـاک همیشه بیشتر از کمبود آب خاک و کمتر از ۶۰ سانتیمتر است.	مرطوب
بسیار مرطوب	p	مازاد آب سالانهٔ خاک بیشتر از ۶۰ سانتیمتر است.	

۶ـ۹ طبقه‌بندی آب و هوایی کوپن

همان‌طور که گفتیم، سیستم طبقه‌بندی آب و هوایی کوپن، با وجود داشتن بعضی نقاط ضعف، هنوز در اکثر کتابهای جغرافیایی آورده می‌شود و تقریباً تنها روشی است که در سیستمهای آموزشی بر آن تأکید می‌شود. تا زمانی هم که طبقه‌بندی جهانی ساده‌ای

جدول ۶ـ۹ ویژگیهای اقلیمها در طبقه‌بندی استرالر

اقلیم	زیراقلیم	ویژگیها				نشانهٔ اقلیم
		نیازآب سالانه خاک (cm)	کمبودآب سالانه خاک (cm)	مازادآب سالانه خاک (cm)	ذخیره‌آب سالانه خاک (cm)	
مرطوب استوایی		۱۰یابیشتر (همه‌ماهها)			۲۰یابیشتر (در۱۰ماه‌یابیشتر)	۱
موسمی		۴یابیشتر (همه ماهها) ۱۰یابیشتر (حداقل ۵ ماه (متوالی)			۲۰یابیشتر (۶ تا ۹ ماه متوالی) بیشتر از ۲۰ (حداقل‌در۱۰ماه متوالی)	۲
خشک و مرطوب حـــازه		۴یابیشتر (همه‌ماهها)	۲۰یابیشتر	۱۰یابیشتر	کمتراز۳ (حداقل‌هرماه) ۲۰ یا بیشتر (مجموع‌حداکثر ۵ ماه)	۳
خشـــک حازه‌ای	نیمه‌خشک نیمه‌بیابانی بیابانی	۱۳۰یابیشتر یا۴یابیشتر (درهرماه) ۶یابیشتر (حداقل۲ماه) بیشتر از ۶ (کمتراز۲ماه)	۱۵یابیشتر		بیشتراز۲ (حداقل۱ماه) (درهیچ‌ماهی‌کمتر از۲نیست)	۴ ۴s ۴sd ۴d
خشک‌جنب حازه‌ای	مشابه‌خشک خشک‌حازه‌ای	کمتراز۱۳۰	۱۵یابیشتر			۵s ۵sd ۵d
	نیمه‌مرطوب	کمتراز۰/۸ (هرماه)	کمتراز۱۵ کمتراز۱۵		همیشه‌کمتراز مقدارکمبودآب سالانه	۶sh

ادامه جدول ۹-۶

اقلیم	زیراقلیم	ویژگیها: نیازآب سالانه خاک (cm)	کمبود آب سالانه خاک (cm)	مازاد آب سالانه خاک (cm)	ذخیره آب سالانه خاک (cm)	نشانهٔ اقلیم
مرطوب جنب حاره‌ای	مرطوب				کمتر از ۶۰ و همیشه بیشتر از مقدار کمبود آب سالانه	۶h
	بسیار مرطوب			بیشتر از ۶۰		۶p
مدیترانه‌ای		۰/۸ (هرماه)	۱۵ یا بیشتر	صفر یا بیشتر		۷ ۷s ۷sd ۷h
اقیانوسی		کمتر از ۸۰ یا بیشتر از ۰/۸ (هرماه)	کمتر از ۱۵			۸sh ۸h ۸p
خشک معتدله		بیشتر از ۵۲/۵	۱۵ یا بیشتر			۹s ۹sd ۹d
قاره‌ای مرطوب		بیشتر از ۵۲/۵	کمتر از ۱۵			۱۰sh ۱۰h ۱۰p
جنب قطبی	نیمه‌خشک	کمتر از ۵۲/۵ و بیشتر از ۳۵ (حداقل در ۸ ماه متوالی صفر است)	بیشتر از ۱۵			۱۱s ۱۱sh ۱۱h
توندرا		کمتر از ۳۵ یا حداقل در ۸ ماه متوالی صفر است				۱۲s ۱۲sh ۱۲h
یخبندان		صفر				۱۳

براساس معیارها و اصول علمی جدید انجام نشود، این سیستم مورد استفاده خواهد بود.

گرچه بیشتر هواشناسان سیستم کوپن را قبول داشتند، برخی متخصصان تغییراتی را در آن پیشنهاد می‌کردند؛ برای نمونه، راسل (تورنت‌ویت، ۱۹۴۸)، برای تفکیک آب و هواهای C و D، دمای صفر درجه سلسیوس را بهتر از دمای ۲/۷− می‌دانست. در ۱۹۶۸، تروارتا (تورنت‌ویت و متر، ۱۹۵۷) تغییرات بسیاری را در سیستم کوپن پیشنهاد کرد.

طبقه‌بندی اقلیمی کوپن براساس بارش و میانگین دمای ماهانه و سالانه انجام شده است. براین اساس، ابتدا با توجه به تأثیر آب و هوا در پوشش گیاهی زمین، پنج گروه آب و هوا، به شرح جدول ۷ـ۹، از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

جدول ۷ـ۹ گروههای اولیه تقسیم‌بندی کوپن

آب و هوا	ویژگی ازنظر پوشش گیاهی	ویژگی آب و هوایی	محدودهٔ کمّی دما	علامت
حاره‌ای	بارش و دما جهت رشد جنگلهای حاره‌ای مناسب است.	زمستان ندارد	هیچ‌ماهی‌سردتر از $18^\circ c$ نیست.	A
خشک	جهت‌رشددرختان مناسب نیست.	کمبود بارش	بارش کمتر از نیاز گیاهان درختی است.	B
معتدل	بارش و دما برای رشد جنگلهای خزاندار کافی است.	زمستان ملایم	سردترین‌ماه‌بین $-3^\circ c$ و $+18^\circ c$ قرار دارد.	C
سرد	بارش و دما برای رشد مخروطیان کافی است.	زمستان‌سرد	سردترین‌ماه‌زیر $-3^\circ c$ است.	D
قطبی	به‌علت‌سرمای‌زیاد،درخت‌نمی‌روید.	تابستان‌ندارد	هیچ‌ماهی‌بالای $10^\circ c$ نیست.	E

پس از این، کوپن هر کدام از پنج گروه یادشده را با توجه به ویژگیهای دیگر، به گروههایی کوچکتر تقسیم کرد. مهمترین حروف مورد استفاده در تقسیم‌بندی اخیر را همراه با ویژگی مربوط به هر کدام از آنها در جدول ۸ـ۹ نشان داده‌ایم.

جدول ۹ـ۸ انواع اقلیم و مشخصه‌های آنها در طبقه‌بندی کوپن

ردیف	حرف درجه اول	حرف درجه دوم	حرف درجه سوم	توضیح
۱	A			میانگین دمای سردترین ماه سال کمتر از $18^{\circ}c$ نیست.
۲		f		بارش در خشکترین ماه سال کمتر از ۶ سانتیمتر نیست.
۳		m		بارش در خشکترین ماه سال کمتر از ۶ سانتیمتر ولی مساوی یا بیشتر از $\frac{R}{25}-10$ است.*
۴		w		بارش در خشکترین ماه زمستان کمتر از $\frac{R}{25}-10$ است.
۵		s		بارش در خشکترین ماه تابستان کمتر از $\frac{R}{25}-10$ است.
۶	B	s		اگر ۳۰ـ۷۰ درصد بارش سالانه در ۶ ماه سرد سال ببارد: $R<2(t^{*}+7)$
۷		w		$R<(t+7)$
۸		s		اگر کمتر از ۳۰ درصد بارش سالانه در ۶ ماه سرد سال ببارد: $R<2(t+14)$
۹		w		$R<2(t+14)$
۱۰		s		اگر بیشتر از ۷۰ درصد بارش سالانه در ۶ ماه سرد سال ببارد: $R<2t$
۱۱		w		$R<t$
۱۲			h	$t\geq 18^{\circ}c$
۱۳			k	$t<18^{\circ}c$
۱۴	C			دمای گرمترین ماه سال بیش از $10^{\circ}c$ و دمای سردترین ماه سال بین $-3^{\circ}c$ و $18\ c$ است.
۱۵	D			گرمترین ماه سال بیش از $10^{\circ}c$ و دمای سردترین ماه سال کمتر از $-3^{\circ}c$ است.
۱۶		w		بارش در خشکترین ماه زمستان کمتر از $\frac{1}{10}$ بارش در مرطوبترین ماه تابستان است.
۱۷		s		بارش در خشکترین ماه تابستان کمتر از $\frac{1}{3}$ بارش در مرطوبترین ماه زمستان است.

ادامهٔ جدول ۸ـ۹

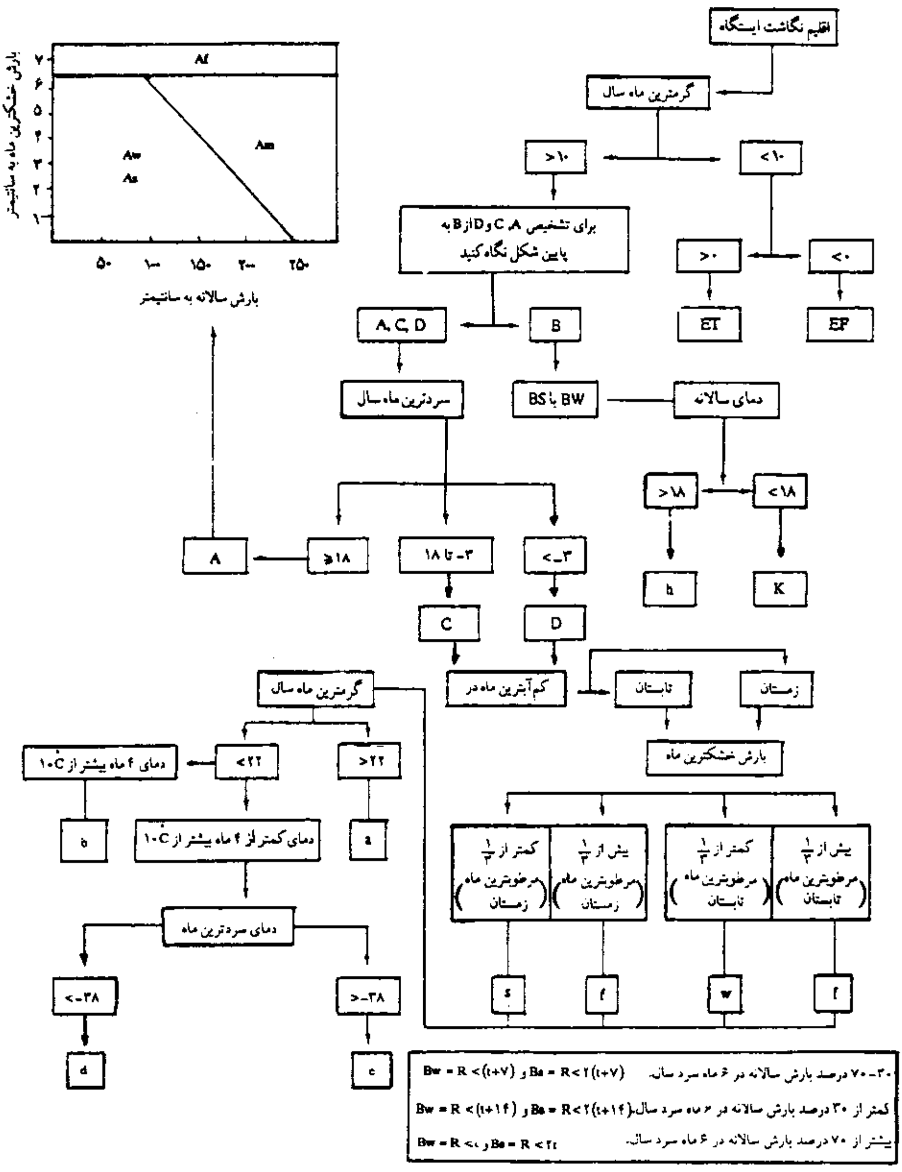
ردیف	حرف‌درجه اول	حرف‌درجه دوم	حرف‌درجه سوم	توضیح
۱۸		f		بین ۳۰ـ۷۰ درصد بارش سالانه در ۶ ماه سرد سال می‌بارد.
۱۹			a	دمای‌گرمترین‌ماه سال‌مساوی یابیش از $22^{\circ}c$ است.
۲۰			b	دمای گرمترین ماه سال کمتر از $22^{\circ}c$ و دمای ماهانه لااقل ۴ ماه از سال مساوی یا بیشتر از $10^{\circ}c$ است.
۲۱			c	دمای گرمترین ماه سال کمتر از $22^{\circ}c$ و دمای ماهانه کمتراز ۴ ماه از سال مساوی یا بیشتراز $10^{\circ}c$ است.
۲۲			d	دمای گرمترین ماه سال کمتر از $22^{\circ}c$ و دمای سردترین ماه سال زیر $-38^{\circ}c$ است.
۲۳	E			دمای گرمترین ماه سال کمتر از $10^{\circ}c$ است.
۲۴		T		دمای گرمترین ماه سال کمتر از $10^{\circ}c$ و بیشتر از صفر درجه سلسیوس است.
۲۵		F		دمای‌گرمترین ماه سال مساوی یاکمتر از صفر درجهٔ سلسیوس است.

• R بارش سالانه برحسب سانتیمتر و t میانگین دمای سالانه برحسب سلسیوس است.

مراحل تعیین اقلیم

مراحل تشخیص آب و هوای یک منطقه در سیستم کوپن در شکل ۱ـ۹ آمده است. برای مثال، مراحل تعیین آب و هوای ایستگاه آتن (جدول ۱۵ـ۹) را براساس شکل ۱ـ۹ شرح می‌دهیم.

میانگین دمای گرمترین ماه سال در آتن بیش از $10^{\circ}c$ است، بنابراین جزو A، C، D و B به شمار می‌آید. برای تمایز بین چهار اقلیم، بارش ۶ ماه «سرد» سال را محاسبه می‌کنیم. در این ایستگاه، کل بارش ماههای نوامبر تا آخر آوریل (۶ ماه سرد سال) ۷۳ درصد بارش سالانه است: $\frac{۲۹۵}{۴۰۳}\times۱۰۰=۷۳$. با توجه به ردیف آخر جدول پایین شکل



شکل ۹-۱ مراحل تعیین اقلیم نواحی مختلف سطح زمین برحسب طبقه‌بندی کوپن

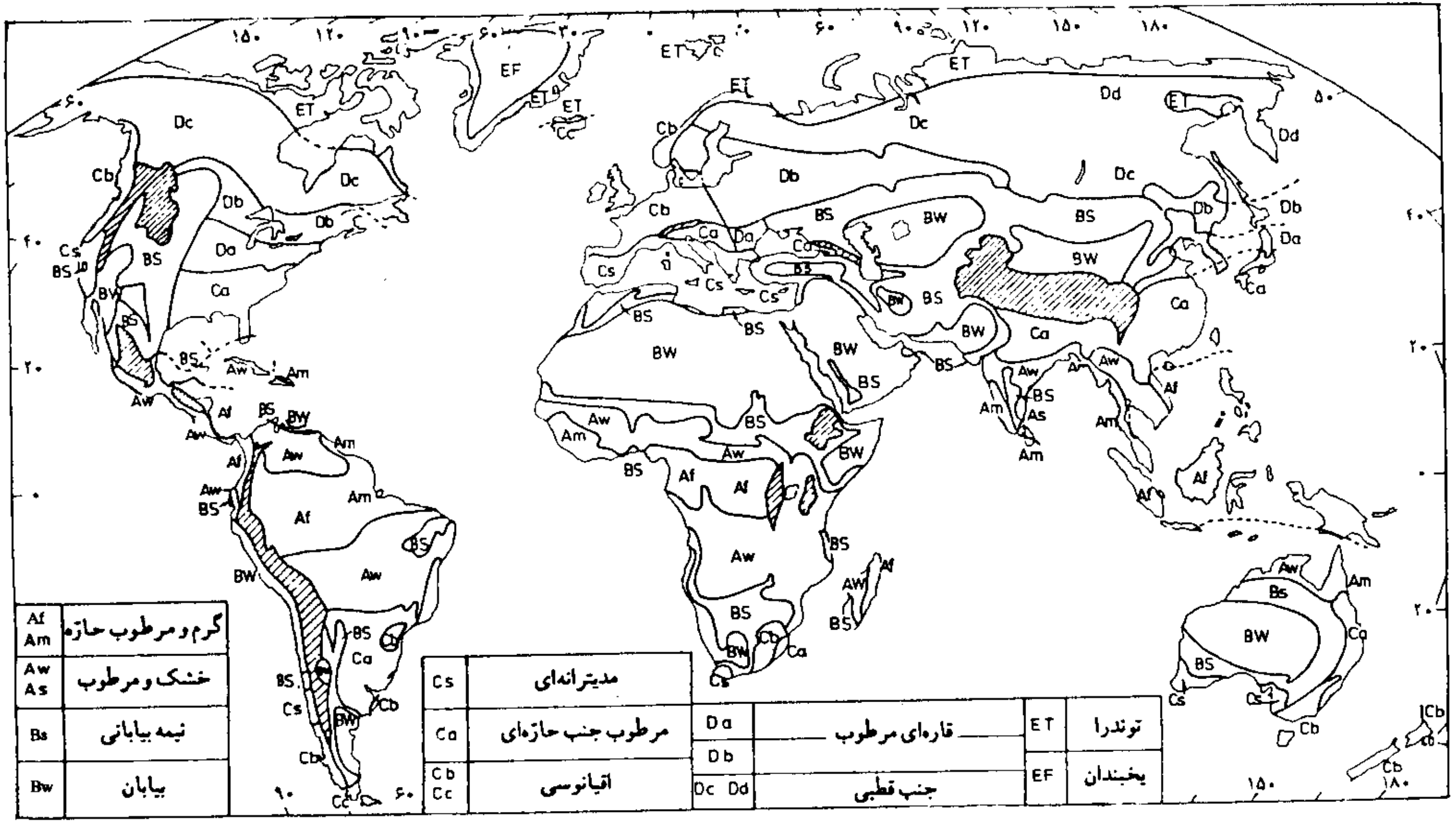
۱ـ۹، چون بارش سالانهٔ ایستگاه (۴۰/۳ سانتیمتر) بیش از دو برابر میانگین دمای سالانهٔ آن است، این شهر جزو B نیست؛ و از آنجا که میانگین دمای سردترین ماه سال 9°c است، جزو آب و هوای C به شمار می‌رود. خشکترین ماه سال (ژوئیه) در تابستان است که مقدار بارش در آن ۵ میلیمتر کمتر از یک سوم بارش مرطوبترین ماه سال (۷۱ میلیمتر) است؛ بنابراین، حرف دوم مشخص کنندهٔ آب و هوای آتن است (Cs). چون میانگین دمای گرمترین ماه سال بیشتر از 22°c است (27°c)، حرف سوم مشخص کنندهٔ آب و هوای ایستگاه a است. بنابراین، علامت کامل آب و هوای آتن Csa است؛ یعنی آب و هوای این شهر «مدیترانه‌ای» است.

مناطق اقلیمی کره زمین

براساس طبقه‌بندی کوپن، چندین ناحیهٔ آب و هوایی (اقلیمی) در کرهٔ زمین وجود دارد که نشانهٔ اختصاری و نام آنها در جدول ۹ـ۹ و نحوهٔ پراکندگی آنها در شکل ۲ـ۹ آمده است. در ادامه این مبحث به توضیح مختصر هر کدام از این آب و هواها می‌پردازیم.

جدول ۹ـ۹ اسامی و علامت اختصاری انواع آب و هواها در سیستم کوپن

شماره	نام	علامت اختصاری
۱	گرم و مرطوب حارّه	Af
۲	موسمی	Am
۳	خشک‌ومرطوب (ساوان)	As و Aw
۴	مرطوب‌جنب‌حارّه‌ای	Cfa و Cwa
۵	مدیترانه‌ای	Csa و Csb
۶	اقیانوسی	Cfb و Cfc
۷	قاره‌ای‌مرطوب	Dwb و Dwa و Dfb و Dfa
۸	جنب‌قطبی‌یاسرد	Dwd و Dwc و Dfc
۹	توندرا	ET
۱۰	یخبندان	EF
۱۱	بیابانی	Bwh و Bwk
۱۲	نیمه‌بیابانی	Bsh و Bsk



شکل ۲-۹ اقلیمهای سطح کرهٔ زمین براساس طبقه‌بندی کوپن

۹ـ۷ گروه A) آب و هواهای مرطوب حارّه‌ای

گروه A اقلیمهایی را دربرمی‌گیرد که دمای آنها در هیچ ماهی از سال کمتر از $18^\circ c$ نیست و بارش سالانهٔ آن بیش از تبخیر سالانه در آن است.

آب و هوای گرم و مرطوب حارّه‌ای (Af)

اینگونه اقلیم، به طور عمده بر دو طرف خط استوا، در قلمرو نفوذی کمربند همگرایی بین حارّه‌ای، از ۱۰ درجهٔ جنوبی تا ۱۰ درجهٔ شمالی، حاکم است و البته در بعضی موارد، در شرق قاره‌ها تا مدار ۲۰ درجه نیز گسترش می‌یابد (شکل ۲ـ۹). بادهای بسامان دو نیمکره، در تمام طول سال، توده‌های هوای اقیانوسی استوایی یا اقیانوسی حارّه‌ای را به این منطقه می‌آورند و زاویهٔ تابش خورشید در آن همیشه بالاست؛ درنتیجه، منطقهٔ مورد بحث در تمام طول سال دمای بالا و یکنواختی دارد. در این منطقه، نوسان فصلی دما وجود ندارد، در مقابل، نوسان دمای روزانه زیاد است، به طوری که از طلوع آفتاب تا حدود ۲ ساعت از نیمروز گذشته، دمای هوا چنان بالا می‌رود و هوا به حدی گرم می‌شود که در بعد از ظهر کاملاً ناپایدار و آمادهٔ صعود است. بنابراین، مکانیسم عمدهٔ صعود هوا در طول سال مکانیسم همرفت است.

هر روز، صبحها هوا صاف است و در بعد از ظهر، بتدریج ابری شده، بارانهای شدید آغاز می‌شود. حوالی غروب باران قطع و هوا صاف می‌شود. میزان بارش در هیچ ماهی از سال کمتر از ۶۰ میلیمتر نیست.

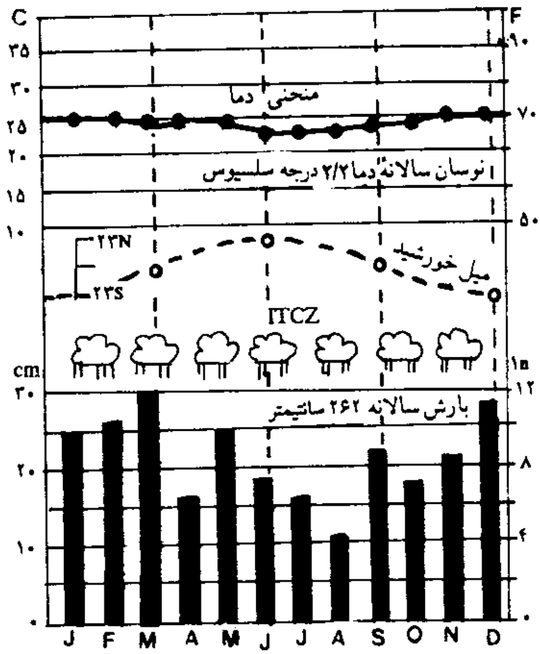
اقلیم گرم و مرطوب حارّه‌ای، از نظر جغرافیایی، شامل حوزه پست آمازون، ساحل شمال غربی امریکای جنوبی، حوزهٔ کنگو و مجمع‌الجزایر اندونزی است. دورتر از خط استوا، در ساحل شرقی امریکای مرکزی، قسمتی از ساحل شرقی برزیل و جزیرهٔ ماداگاسکار (در اطراف مدار ۲۰ درجهٔ جنوبی) و در شرق فیلیپین نیز این اقلیم حاکم است. اقلیم Af در مناطق دور از استوا در سواحل شرقی خشکیها قرار دارد که گردش هوا در غرب مراکز پرفشار جنب‌حارّه، هوای اقیانوسی حارّه‌ای را از روی اقیانوسهای گرم به آنجا می‌آورد. رژیم سالانهٔ بارش و دمای چند ایستگاه در جدول ۱۰ـ۹ و همین دانسته‌ها در مورد ایستگاه ایکوئیتوس[1] در پرو در شکل ۳ـ۹ نشان داده شده است.

رطوبت زیاد همراه با دمای نسبتاً بالا و یکنواخت، زندگی در این نواحی را برای

---

1. Iquitos

افراد غیر بومی بسیار دشوار می‌کند، به طوری که این مناطق به «جهنم سفیدپوستان» معروف شده است.



شکل ۹.۳ اقلیم‌نگاشت شهر ایکوئیتوس واقع در پرو، معرف آب و هوای گرم و مرطوب. توجه کنید که نوسان دما در طول سال کم و میزان بارش زیاد است (استرالر، ۱۹۸۴).

جدول ۹.۱۰ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیم Af[1]

نام‌ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
سنگاپور	۱۰ متر	N ۱	E ۱۰۴	۲۶	۲۷	۲۷	۲۷	۲۸	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷
				۲۵۱	۱۷۳	۱۹۳	۱۸۸	۱۷۳	۱۷۳	۱۷۰	۱۹۶	۱۷۸	۲۰۸	۲۵۴	۲۵۷	۲۴۱۴
تاماتاو	۶ متر	S ۱۸	E ۴۹	۲۷	۲۷	۲۶	۲۵	۲۴	۲۲	۲۱	۲۱	۲۲	۲۳	۲۵	۲۶	۲۴
				۳۶۶	۳۷۶	۴۵۲	۳۹۹	۲۶۴	۲۸۲	۳۰۲	۲۰۳	۱۳۲	۹۹	۱۱۷	۲۶۲	۳۲۵۴
پوکاپوکا	۲ متر	۱۱	W ۱۶۶	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۷	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸
				۲۴۸	۴۰۹	۲۵۷	۲۱۱	۲۰۶	۱۶۰	۱۵۵	۱۵۷	۱۴۵	۲۲۴	۳۲۳	۳۹۱	۲۹۸۶

۱. در تمام جدولهای ۹.۱۰ تا ۹.۲۲، ردیف بالایی در مقابل هر ایستگاه، دما برحسب سلسیوس و ردیف پایینی بارش برحسب میلیمتر است.

آب و هوای موسمی (Am)

علت اصلی ایجاد یک رژیم آب و هوایی، جابه جایی کمربند همگرایی بین‌حاره‌ای به عرضهای خیلی دورتر از خط استواست. با توجه به شکل ۱۵ـ۵ می‌بینیم که کمربند همگرایی بین‌حاره‌ای در جنوب شرقی آسیا و خلیج گینه به عرضهای شمالی و در برزیل به عرضهای جنوبی جابه‌جا می‌شود؛ در نتیجه، بادهای بسامان نیمکرهٔ جنوبی، برای رسیدن به آن، مسیر درازی را از روی دریاهای گرم منطقه حاره طی می‌کنند و مرطوب و ناپایدار می‌شوند.

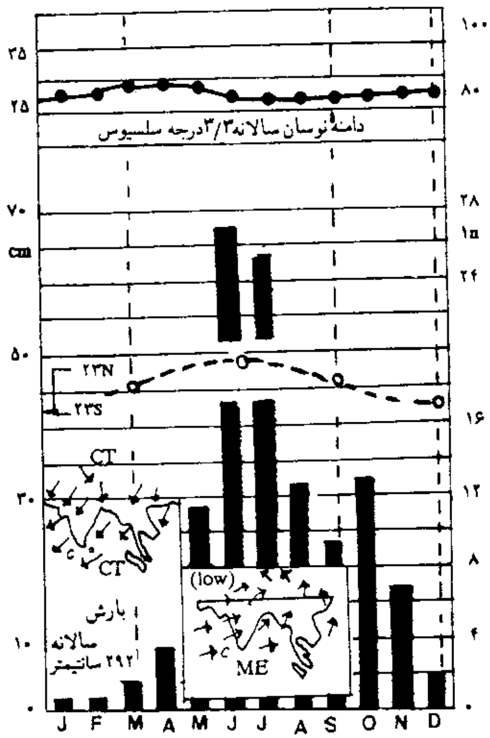
فرق عمدهٔ آب و هوای Am با آب و هوای Af پراکندگی یکنواخت بارش سالانه است. منطقهٔ موسمی هر نیمکره، زیر نفوذ بادهای گرم و مرطوب بسامان نیمکرهٔ دیگر قرار دارد و بارانهای همرفتی شدیدی در آن می‌بارد؛ برای مثال، بادهای گرم و مرطوب نیمکرهٔ جنوبی در منطقهٔ موسمی جنوب شرقی آسیا (سواحل غربی هندوستان) بارانهای شدید تابستانی را ایجاد می‌کنند، اما در نیمهٔ سرد سال، به علت خارج شدن کمربند همگرایی جنب‌حاره‌ای از منطقه، بادهای خشک قاره‌ای در این منطقه می‌وزند و هوای خشک را با خود می‌آورند. بدین‌جهت، بارش فصل سرد کمتر از فصل گرم است. بارش در خشکترین ماه به کمتر از ۶ سانتیمتر کاهش می‌یابد، در صورتی که در مرطوبترین ماه ممکن است بیش از یک متر باران ببارد.

قلمرو جغرافیایی این اقلیم، سواحل غربی شبه جزیرهٔ دکن، ساحل خلیج گینه از سیرالئون تا لیبریا و از نیجریه تا کامرون، ساحل غربی مالزی و برمه و سواحل شمال شرقی برزیل را در برمی‌گیرد و برای نمونه، آمار بارندگی ایستگاههای مانگلور و کایرون در جدول ۱۱ـ۹ آمده است. همانطور که در این جدول مشاهده می‌شود، تغییرات دما چندان آشکار نیست، ولی سال به دو دوره خشک و مرطوب تقسیم می‌شود.

جدول ۹.۱۱ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیم Am

نام ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
مانگلور	۲۲ متر	N ۱۳	E ۷۵	۲۷	۲۸	۲۵	۲۹	۲۹	۲۷	۲۶	۲۶	۲۶	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷
				۳	۳	۵	۳۸	۱۵۷	۹۴۲	۹۸۸	۵۹۷	۲۶۵	۲۰۶	۷۴	۱۳	۳۲۹۳
کایرون	۵ متر	S ۱۷	E ۴۶	۲۸	۲۷	۲۷	۲۵	۲۳	۲۲	۲۱	۲۲	۲۳	۲۵	۲۶	۲۷	۲۴
				۴۲۲	۲۹۹	۴۶۰	۲۸۷	۱۱۲	۷۴	۴۱	۴۳	۴۳	۵۳	۹۹	۲۲۱	۲۲۵۴

شکل ۴ـ۹ اقلیم‌نگاشت ایستگاه کوچین[1] در هندوستان است. با توجه به این نمودار، می‌بینیم بارشهای موسمی با زاویهٔ تابش بالای خورشید همراهند و می‌توان سال را به سه دورهٔ زمستان خشک، بهار گرم و تابستان پرباران تقسیم کرد، اگرچه تفاوت دمای فصلها چندان چشمگیر نیست.



شکل ۴ـ۹ اقلیم‌نگاشت شهر کوچین واقع در هندوستان که در ساحل بادگیر در مدار ۱۰ درجهٔ شمالی قرار دارد. حداکثر بارش در ماههای فعالیت موسمی رخ می‌دهد، یعنی زمانی که تودهٔ هوای اقیانوسی استوایی به سواحل آسیا می‌وزد. در فصل خشک، تودهٔ هوای قاره‌ای حاره‌ای برمنطقه مستولی است (استرالر، ۱۹۸۴).

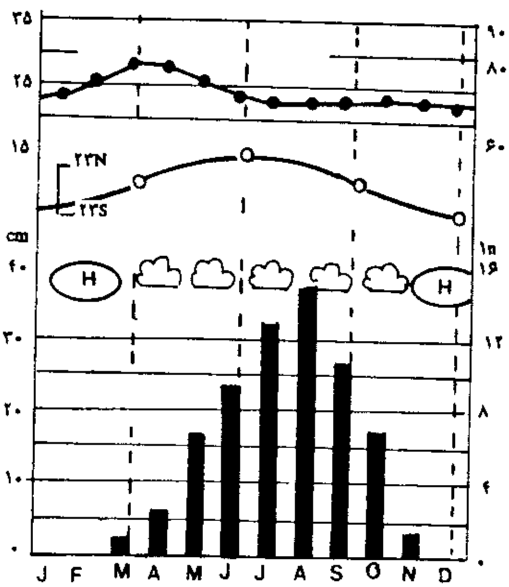
در مجموع می‌توان گفت که آب و هوای موسمی در همه جا در حاشیهٔ آب و هوای Af که در آن تودهٔ هوای اقیانوس حاره‌ای در فصل اوج خورشید فراوانتر است قرار دارد. آب و هوای Am در فصل سرد نیز تودهٔ هوای اقیانوس حاره‌ای دارد که البته نسبت آن کمتر است.

---

1. Chochin

آب و هوای خشک و مرطوب حارّه‌ای (Aw)

پس از آب و هواهای Af و Am، به طرف قطب، آب و هوای خشک و مرطوب (Aw) حاکم است. در منطقهٔ استیلای آب و هوای Aw، تفاوت فصلی دما به علت بیشتر شدن عرض جغرافیایی جالب توجه است (شکل ۵ـ۹). البته میانگین دمای سردترین ماه سال هیچگاه کمتر از ۱۸°C نیست (مگر در نواحی مرتفع که در این صورت آب و هوای آنجا Cw[1] به‌شمار خواهد آمد). در تقسیم‌بندی کوپن، آب‌وهوای Cw جزو Cfa محسوب می‌شود.



شکل ۵ـ۹ اقلیم‌نگاشت ایستگاه تیمبو[2]، واقع در گینه، مدار $\frac{1}{2}$۱۰ درجهٔ شمالی، معرف آب و هوای خشک و مرطوب؛ حداکثر بارش ماهانه در دورهٔ اوج خورشید اتفاق افتاده است. H نشانهٔ دورهٔ استیلای پرفشار جنب‌حارّه‌ای است (استرالر، ۱۹۸۴).

مشخصه دیگر رژیم Aw طولانی‌تر و شدیدتر بودن دوره خشکی است. در فصل سرد سال، منطقه Aw زیرسلطهٔ هوای نزولی مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای است، در نتیجه، تودهٔ هوای اقیانوسی حارّه‌ای به آنجا نمی‌رسد. حتّی اگر در خود منطقه هم هوای مرطوبی وجود داشته باشد، این جریان نزولی هوا مانع صعود آن می‌شود و در نهایت،

۱. آب و هوای خشک و مرطوب معتدل که بعداً درباره آن بحث خواهد شد.

2. Timbo

تودهٔ هوای «قاره‌ای» حارّه‌ای منطقه را اشغال می‌کند.

در تابستان، به علت حرکت مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به طرف عرضهای بالاتر، منطقهٔ Aw زیر نفوذ هوای اقیانوس حارّه‌ای قرار می‌گیرد و بارانهای همرفت شدیدی در آن رخ می‌دهد. در نوع As، تابستان دوره کم‌آبی است و زمستان دورهٔ مرطوب به شمار می‌رود، اما این نوع اقلیم گسترش بسیار کمی دارد و چندان مشهود نیست.

جدول ۱۲ـ۹ آمار چند ایستگاه آب و هواشناسی Aw را نشان می‌دهد و همانطوری که از جدول معلوم است، رژیم دما تقریباً مشابه با اقلیمهای Am و Af است، ولی ماههای خشک (ماههای با بارش کمتر از ۶۰ میلیمتر) از چهار تا شش ماه سال را شامل می‌شود. با بیشتر شدن عرض جغرافیایی، نوسان سالانهٔ دما نیز بیشتر می‌شود (شکل ۵ـ۹).

آب و هوای Aw، در نواحی مختلف، به نامهای متعددی نامیده می‌شود. آن را در ساحل دریای کارائیب ساوان؛ در شمال امریکای جنوبی، لِلانو[1]؛ در جنوب حوزهٔ آمازون، کاتینگا[2] و کامپوس[3]؛ و در شمال افریقا، سودان[4] می‌نامند. بیشتر این نامها بیان‌کنندهٔ وضعیت پوشش گیاهی منطقه است که متشکل از علفزارهای وسیع همراه با تک درختان یا قطعات پردرخت پراکنده است. به هر حال، نام ساوان معروفتر از اسامی دیگر است.

محدودهٔ جغرافیایی آب و هوای خشک و مرطوب، جنوب هندوستان، شمال استرالیا، شمال و جنوب حوزهٔ کنگو، شمال امریکای جنوبی و سواحل امریکای مرکزی را دربرمی‌گیرد.

جدول ۱۲ـ۹ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیم Aw

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
سایگون	۹متر	N ۱۱	E ۱۱۷	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۲۹	۲۸	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷	۲۶	۲۸
				۱۵	۳	۱۳	۴۳	۲۲۱	۳۳۰	۳۱۵	۲۶۹	۳۳۵	۲۶۹	۱۱۴	۵۶	۱۹۸۳
کورومبا[5]	۱۴۵متر	S ۱۹	W ۵۸	۲۷	۲۷	۲۶	۲۴	۲۳	۲۱	۲۱	۲۳	۲۵	۲۶	۲۷	۲۷	۲۴
				۱۷۸	۱۴۷	۱۱۹	۸۴	۶۶	۳۳	۱۸	۲۳	۶۶	۱۰۴	۱۲۲	۱۶۳	۱۱۲۳
ماندالی[6]	۷۶متر	N ۲۲	E ۹۶	۲۱	۲۴	۲۸	۳۲	۳۲	۳۰	۳۰	۳۰	۲۹	۲۹	۲۵	۲۲	۲۸
				۱	۵	۵	۳۶	۱۴۹	۱۵۱	۷۲	۱۰۲	۱۴۸	۱۲۷	۶۴	۱۱	۸۷۱

1. Llano
2. Cathinga
3. Campus
4. Sudan
5. Corumba
6. Mandalay

۸ـ۹گروه C) آب و هوای مرطوب و معتدل

در این اقلیمها، دمای سردترین ماه سال بین ۳ تا ۱۸ درجه سلسیوس و تغییرات فصلی مشهود است.

آب و هوای مرطوب جنب حارّه‌ای (Cfa)

منطقهٔ بین عرضهای ۲۰ـ۴۰ درجهٔ شمالی و جنوبی را مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای کنترل می‌کنند. قبلاً اشاره کردیم که مرکز این سلولهای فشار در روی اقیانوسها قرار دارد، به طوری که از سمت شرق خود، هوای سرد شمال را به عرضهای جنوبی‌تر و از سمت غرب خود، هوای گرم و اقیانوسی جنوب را به عرضهای بالاتر هدایت می‌کند و بنابراین، سبب به وجود آمدن دو نوع آب و هوای متفاوت در طرف شرقی و غربی خود می‌شود. آب و هوای ایجاد شده در حاشیهٔ غربی این سلولها که قسمت جنوب شرقی قاره‌ها را فرامی‌گیرد، به آب و هوای مرطوب جنب‌حارّه‌ای موسوم است که از نظر جغرافیایی، بر جنوب شرقی ایالات متحده، جنوب شرقی چین، اوروگوئه و نواحی مجاور آن در برزیل و آرژانتین، نواحی کوهپایه‌ای جبال دراکنسبرگ[1] در افریقای جنوبی و جنوب شرقی استرالیا حاکم است. اقلیم سمت شرقی مراکز پرفشار جنب حارّه‌ای از نوع مدیترانه‌ای است که بعداً درباره آن بحث خواهد شد.

در تابستان، سلولهای پرفشار جنب‌حارّه‌ای در روی اقیانوس گسترش می‌یابند و هوای گرم و مرطوب و ناپایدار اقیانوس حارّه‌ای را به منطقهٔ آب و هوایی Cfa می‌رسانند. این هوای ناپایدار در روی خشکی نیز، به علت گرم شدن، ناپایدارتر می‌شود بارانهای همرفت ایجاد می‌کند و در نتیجه، در بیشتر روزها بارش وجود دارد. البته همرفت تنها مکانیسم بارش در این مناطق نیست و عوامل دیگری مانند سیکلونهای حارّه‌ای و همگرایی نسیمهای دریایی نیز سبب بارندگی می‌شوند.

در دورهٔ سرد سال، بارش از سیکلونها یا موجهای کوتاه منطقهٔ برون‌حارّه پدید می‌آید. در زمستان، مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای از این عرضها به طرف جنوب عقب‌نشینی می‌کند و راه برای گسترش بادهای غربی به منطقه باز می‌شود؛ درنتیجه، در زمستان دماهای زیرصفر نیز ممکن است در منطقه مشاهده شوند (جدول ۱۳ـ۹). علت بروز دماهای زیرصفر، هجوم توده‌های هوای سرد قاره‌ای قطبی است که مثلاً در ایالات

---

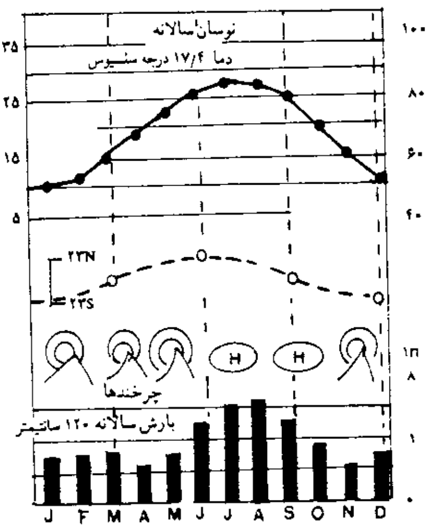
1. Drakensberg

متحده، حتی تا فلوریدا نیز پیش می‌روند. به هر حال، رطوبت لازم برای بارشهای زمستانی را نیز توده‌های هوای اقیانوسی حارّه‌ای تأمین می‌کنند، تودهٔ هوای یادشده، در زمستان در جلو سیکلونهای برون‌حارّه‌ای وارد منطقه می‌شود.

بارش زمستانی در اینگونه مناطق کمتر از تابستان است (شکل ۶ـ۹)، ولی در مجموع، بارش در طول سال توزیع شده است. آب و هوای Cfa در طرف غرب به آب و هوای خشک داخل قاره‌ها و در طرف استوا به آب و هوای Aw یا Cw می‌پیوندد.

جدول ۹ـ۱۳ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در آب و هوای Cfa

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
سنت‌لوئیس[1]	۱۴۲متر	N ۳۹	W ۹۰	۱	۲	۷	۱۳	۱۹	۲۵	۲۷	۲۶	۲۲	۱۶	۸	۲	۱۴
				۵۶	۵۶	۸۱	۹۱	۹۷	۹۹	۸۴	۹۱	۷۶	۷۱	۶۹	۵۶	۹۲۷
مونتویدو[2]	۲۲متر	S ۳۵	W ۵۶	۲۲	۲۲	۲۰	۱۷	۱۳	۱۱	۱۰	۱۱	۱۲	۱۴	۱۸	۲۱	۱۶
				۷۴	۶۶	۹۹	۹۹	۸۴	۸۱	۷۴	۷۹	۷۶	۶۶	۷۴	۷۹	۹۵۱



شکل ۶ـ۹ اقلیم‌نگاشت ایستگاه چارلستون[3] واقع در ایالات متحده امریکا؛ ۳۳ درجهٔ شمالی معرف آب و هوای مرطوب جنب‌حارّه‌ای است و زمستان معتدل و تابستان گرم دارد. بارش در دورهٔ گرم سال بر اثر صعود همرفت و در دورهٔ سرد سال بر اثر صعود سیکلونی حاصل می‌شود (استرالر، ۱۹۸۴).

1. St. Louis 2. Montevideo 3. Charleston

آب و هوای خشک و مرطوب معتدل (Cw)

آب و هوای Cw در منطقهٔ بین قلمروهای آب و هواهای Am یا Aw در جنوب و آب و هوای Cfa در شمال قرار دارد. اینگونه اقلیم، از نظر رژیم بارش، تقریباً شبیه آب و هواهای Am یا Aw است (جدول ۱۴ـ۹). از مقایسه جدولهای ۱۱ـ۹، ۱۲ـ۹ و ۱۴ـ۹ چنین برمی‌آید که در هر سه نوع آب و هوا، حداکثر بارش در تابستان، یعنی دورهٔ اوج تابش آفتاب، می‌بارد و در فصل سرد حداقل بارش را دارد.

تفاوت عمدهٔ این آب و هوا با رژیم Am یا Aw در نوسان سالانهٔ دماست. نوسان سالانهٔ دما در اقلیم مناطق حارّه از چند درجهٔ سلسیوس بیشتر نیست، در صورتی که در منطقهٔ آب و هوای Cw، حتی به ۱۶ درجهٔ سلسیوس نیز می‌رسد (جدول ۱۴ـ۹). علت اصلی این نوسان، بالا بودن عرض جغرافیایی یا عرض منطقه است.

عامل ارتفاع باعث شده است که در بعضی موارد بیشترین بارندگی روی زمین در این منطقهٔ آب و هوایی مشاهده شود؛ برای مثال، ایستگاه چراپونجی[1] هندوستان را می‌توان درنظر گرفت که در ۳۰۰ کیلومتری ساحل شمالی خلیج بنگال در دامنهٔ جنوبی تپه‌های غازی از رشته کوه هیمالیا قرار دارد. ارتفاع آن از تراز سطح دریا به ۱۳۱۳ متر می‌رسد. در تابستان تودهٔ هوای موسمی، به علت صعود اجباری از دامنهٔ تپه‌های غازی، بارانهای خیلی شدیدی را ایجاد می‌کند، در صورتی که چنین بارشی در ساحل خلیج‌بنگال یا در منطقهٔ حارّه اصلاً رخ نمی‌دهد.

آب و هوای Cw با آب و هوای Cfa از دو جهت تفاوت دارد. نوسان سالانهٔ دما در اقلیم Cw در مجموع کمتر از نوسان سالانهٔ دما در اقلیم Cfa است و این احتمالاً به دلیل پایین‌تر بودن عرض جغرافیایی اقلیم مورد بحث است.

در زمستان سیکلونهای برون‌حارّه‌ای، در منطقه Cfa نفوذ می‌کنند و بارشهای زمستانی را سبب می‌شوند، در صورتی که به علت پایین‌تر بودن عرض جغرافیایی، سیکلونهای متعدّدی به منطقهٔ Cw وارد نمی‌شوند و فقط موجهای کوتاه غربی یا معدودی سیکلون ضعیف به این منطقه می‌رسند که بارش کمتری در آنجا ایجاد می‌کنند.

آب و هوای Cw در سیستم کوپن، به سلیقهٔ افراد، جزو آب و هواهای Cfa یا Aw منظور می‌شود، اما با توجه به ویژگیهایی که دارد، چندان بی‌مورد نخواهد بود که آن را آب و هوای خشک و مرطوب بنامیم.

---

1. Cherrapunji

آب و هوای مدیترانه‌ای (Csa و Csb)

این آب و هوا در حاشیهٔ شرقی مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به وجود می‌آید. در تابستان، به علت حرکت ظاهری خورشید و فاصله گرفتن آن از خط استوا، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای نیز به طرف قطب کشیده می‌شوند و ناحیهٔ بین ۲۰-۴۰ درجه عرض جغرافیایی را فرامی‌گیرند؛ در نتیجه، هیچ نوع حرکت صعودی در منطقه اتفاق نمی‌افتد و در بیشتر مدت تابستان، شرایط خشکی به وجود می‌آید. میزان خشکی به فاصلهٔ پایه مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای از سطح زمین بستگی دارد. در بعضی نواحی، فاصله پایه مرکز پرفشار از سطح زمین به اندازه‌ای است که هوای گرم و مرطوب روی زمین امکان صعود و تراکم را دارد و در نتیجه بارش به وجود می‌آید، اما این وضع همیشه و در همه جا رخ نمی‌دهد.

در زمستان، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به طرف استوا کشیده می‌شوند و راه را برای ورود بادهای غربی به این نواحی باز می‌کنند. به این ترتیب، مسیرهای سیکلونی بسیاری وارد منطقه می‌شوند و با خود توده‌های هوای اقیانوس قطبی و قاره‌ای قطبی را می‌آورند که بارشهای زمستانی ایجاد می‌کنند. ورود تودهٔ هوای قاره‌ای قطبی در زمستان عامل رسیدن دما به زیر صفر می‌شود.

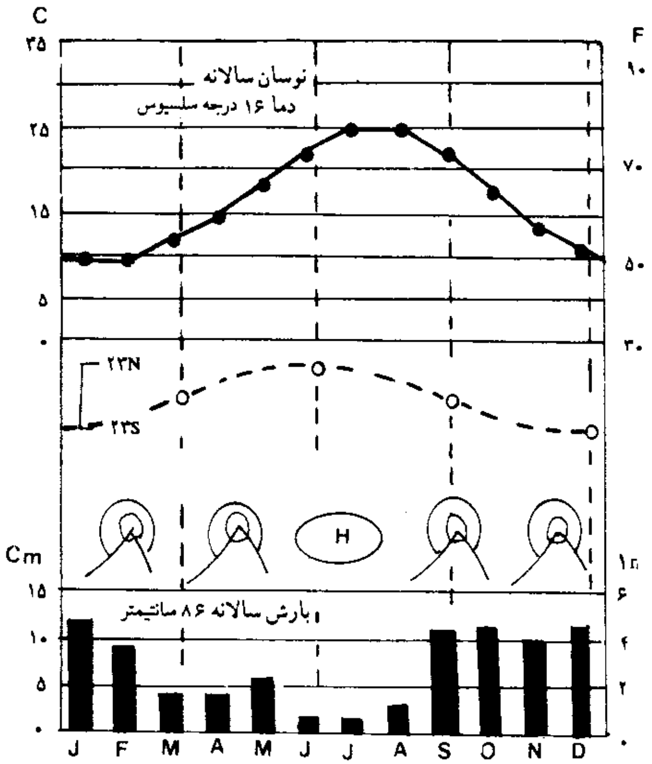
در تابستان، تودهٔ هوای قاره‌ای حارّه‌ای CT، یا در خود منطقه تشکیل می‌شود یا از نواحی بیابانی مجاور به آن وارد خواهد شد.

اینگونه اقلیم، ازنظر جغرافیایی در جنوب غربی امریکای شمالی، اطراف دریای مدیترانه، جنوب شیلی و به وسعت بسیار کوچک، در منتهی‌الیه جنوب غربی افریقا و استرالیا وجود دارد. این آب و هوا، در نیمکرهٔ جنوبی، به علت عدم ادامهٔ خشکیها تا مدار ۴۰ درجه، گسترش خیلی محدودی دارد. در امریکای شمالی هم کوههای راکی مانع گسترش آب و هوای مدیترانه‌ای به داخل قاره می‌شوند، در صورتی که در اروپا، به علت جهت غربی- شرقی کوههای آلپ، چنین اقلیمی تمام طول دریای مدیترانه را فرامی‌گیرد. وضعیت آب و هوایی شهرهای سانفرانسیسکو، آتن، ناپل و آدلاید[1] در جدول ۱۵-۹ و شکل ۷-۹ نشان داده شده است.

1. Adelaide

جدول ۹.۱۴ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیم Cw

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
چراپونجی	۱۳۱۳متر	۲۵	E ۹۲	۱۲	۱۳	۱۷	۱۹	۱۹	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۱۹	۱۶	۱۳	۱۷
				۲۰	۴۱	۱۷۹	۶۰۵	۱۷۰۵	۲۸۷۵	۲۴۵۵	۱۸۲۷	۱۲۳۱	۴۴۷	۴۷	۵	۱۱۴۳۷
کانتون[1]	۹متر	N ۲۳	E ۱۱۳	۱۳	۱۴	۱۷	۲۲	۲۷	۲۸	۲۹	۲۹	۲۸	۲۴	۲۰	۱۶	۲۲
				۴۶	۶۹	۹۱	۱۵۰	۲۵۱	۲۶۹	۲۵۱	۲۴۴	۱۳۷	۵۸	۴۱	۳۶	۱۶۴۳



شکل ۹.۷ اقلیم‌نگاشت ایستگاه ناپل واقع در جنوب ایتالیا، معرف آب و هوای مدیترانه‌ای است که زمستان سرد و تابستان بسیار گرم دارد. سیکلونهای برون‌حاره‌ای در دورهٔ سرد سال به منطقه وارد می‌شوند و در تابستان کمربند پرفشار جنب‌حاره‌ای حاکم است (استرالر، ۱۹۸۴).

1. Canton

جدول ۹ـ۱۵ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیم مدیترانه‌ای

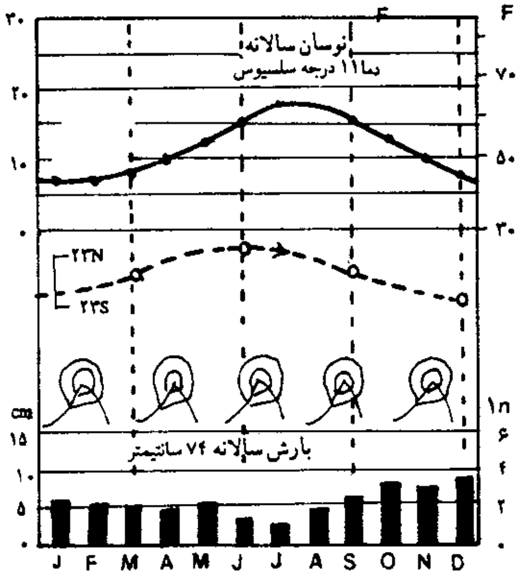
ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
		N	W	۱۰	۱۲	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۵	۱۵	۱۷	۱۶	۱۴	۱۱	۱۴
سانفرانسیسکو	۱۶متر	۴۷	۲۲													
				۱۱۷	۹۴	۷۴	۳۶	۱۵	۳	۰	۰	۵	۳۳	۵۱	۱۰۹	۵۲۷
		N	E	۹	۹	۱۲	۱۵	۲۰	۲۴	۲۷	۲۷	۲۳	۱۹	۱۴	۱۱	۱۸
آتن	۱۰۷متر	۳۸	۲۴													
				۵۶	۴۱	۳۶	۲۰	۲۰	۱۵	۵	۱۰	۱۵	۴۳	۷۱	۷۱	۴۰۳
		S	E	۲۳	۲۳	۲۱	۱۸	۱۴	۱۲	۱۱	۱۲	۱۴	۱۷	۱۹	۲۲	۱۷
آدلاید	۴۳متر	۳۵	۱۳۹													
				۲۰	۱۸	۲۵	۴۶	۶۹	۷۶	۶۶	۶۶	۵۳	۴۳	۲۸	۲۵	۵۳۵

آب و هوای اقیانوسی (Cfc و Cfb)

آب و هوای مدیترانه‌ای، به طرف قطب، به آب و هوای اقیانوسی منتهی می‌شود که از مدار ۴۰ درجه تا حوالی مدار ۶۰ درجه گسترش دارد. در قلمرو این آب و هوا در تمام طول سال تودهٔ هوای نسبتاً ناپایدار اقیانوسی قاره‌ای وجود دارد. در زمستان، به علت گسترده‌تر شدن بادهای غربی، مسیر سیکلونهای عمده تا نواحی شمالی‌تر، و در بعضی موارد تا قلمرو هوای سرد قطبی، گسترش می‌یابد، ولی به علت مجاورت نواحی مورد بحث با دریا، هوای منطقه بسیار تعدیل می‌شود.

دراین مناطق، به‌علت وجود سیکلونهای‌غربی بسیار، باران زمستانی از دیگر فصول بیشتر است (شکل ۸ـ۹ و جدول ۱۶ـ۹) و در تابستان، به علت بالابودن عرض جغرافیایی، بادهای غربی غلبه دارند که البته این بادها یا سیکلونها به شدت بادها یا سیکلونهای زمستانی نیستند. در تابستان، مکانیسم همرفت نیز در ایجاد بارش مؤثر است.

اینگونه اقلیم در شمال غرب امریکای شمالی (در دامنهٔ غربی کوههای راکی)، شمال غرب اروپا، جنوب شیلی، جنوب استرالیا و جزیزهٔ تاسمانی و نیوزیلند مشاهده می‌شود. کوههای راکی در امریکای شمالی، مانع گسترش این آب و هوا به داخل قاره می‌شود و بنابراین قلمرو اقلیمی مورد بحث، به باریکه ساحلی اقیانوس کبیر محدود می‌شود. در اینجا، تودهٔ هوای اقیانوسی قطبی از دامنهٔ غربی کوههای راکی بالا می‌رود و بارانهای شدیدی بر این دامنه می‌بارد، به طوری که منطقهٔ شمال غرب امریکای شمالی، بعد از مناطق حارّه‌ای، دومین منطقهٔ پرباران کرهٔ زمین به شمار می‌آید.



شکل ۸ـ۹ اقلیم‌نگاشت ایستگاه برست[1] واقع در فرانسه. مدار ۴۹ درجهٔ شمالی، معرف اقلیم اقیانوسی؛ نوسان سالانهٔ دما کم است، بارش در تمام سال پراکنده است و براثر ورود چرخندهای برون‌حارّه‌ای ایجاد می‌شود (استرالر، ۱۹۸۴).

جدول ۱۶ـ۹ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیم اقیانوسی

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
پرتلند[2]	۲۳متر	N ۴۶		۴	۶	۸	۱۱	۱۴	۱۷	۲۰	۱۹	۱۷	۱۲	۷	۵	۱۲
				۱۳۶	۱۷	۹۷	۵۳	۵۱	۴۲	۱۰	۱۷	۴۱	۹۲	۱۳۵	۱۶۲	۹۴۴
ملبورن[3]	۴۴متر	S ۳۸		۲۰	۲۰	۱۸	۱۵	۱۲	۱۰	۱۰	۱۰	۱۳	۱۴	۱۶	۱۸	۱۵
				۴۵	۵۹	۵۰	۶۹	۵۴	۵۲	۵۴	۵۰	۵۸	۷۴	۷۰	۵۸	۶۹۱
والنسیا	۹متر	N ۵۲	W ۱۰	۷	۷	۸	۹	۱۱	۱۴	۱۵	۱۵	۱۴	۱۱	۹	۸	۱۱
				۱۷۸	۱۱۹	۹۷	۷۹	۸۱	۸۱	۱۰۹	۱۱۷	۱۰۹	۱۳۰	۱۶۰	۱۶۰	۱۴۲۰
انورکارگیل[4]	۴متر	S ۴۶	E ۱۶۸	۱۴	۱۴	۱۳	۱۱	۸	۶	۵	۷	۸	۱۱	۱۱	۱۳	۱۰
				۱۰۷	۸۴	۱۰۲	۱۰۴	۱۱۲	۹۱	۸۱	۸۱	۸۱	۱۰۴	۱۰۷	۱۰۲	۱۱۵۶
لندن	۴۵متر	N ۵۱		۴	۴	۷	۹	۱۲	۱۶	۱۸	۱۷	۱۵	۱۱	۷	۴	۱۰
				۵۱	۳۸	۳۶	۴۶	۴۶	۴۱	۵۱	۵۶	۴۶	۵۸	۶۴	۵۱	۵۸۴

1. Brest
2. Portland
3. Melborne
4. Invercargil

۹ـ۹ گروه D) آب و هواهای سرد

در اینگونه اقلیمها، دمای سردترین ماه سال کمتر از $-3^{\circ}C$ و در بیشتر مواقع بارش به صورت برف است.

آب و هوای قاره‌ای مرطوب (Dwb و Dwa, Dfb, Dfa)

این آب و هوا در نواحی شرقی و مرکزی قاره‌ها و در شمال آب و هوای مرطوب جنب حاره‌ای تا حوالی مدار ۵۵ درجهٔ شمالی مشاهده می‌گردد. در نیمکرهٔ جنوبی اثری از آن مشاهده نمی‌شود. ویژگی عمدهٔ اقلیم مورد بحث، برخورد توده‌های هوای گرم و سرد است؛ به عبارت دیگر، قلمرو این آب و هوا، محل اصلی فعالیت جبههٔ قطبی است که در جهت غرب قاره‌ها به دلیل پیشروی توده‌های هوای خیلی سرد قطبی و قاره‌ای قطبی ـ عمدتاً قاره‌ای شمالگان (CP و عمدتاً CA) ـ و در جهت جنوب به سبب نباریدن بارانهای تابستانی محدود می‌شود. نتیجه آنکه این آب و هوا در جایی حاکم است که بیشتر بارش سالانه در تابستان ببارد و دامنهٔ نوسان سالانهٔ دما نیز بالا باشد (جدول ۹ـ۱۷ و شکل ۹ـ۹).

در تابستان، جبههٔ قطبی، بر اثر عقب‌نشینی، در محدودهٔ این آب و هوا قرار می‌گیرد و همراه با آن، تودهٔ هوای اقیانوسی قاره‌ای وارد منطقه می‌شود. این تودهٔ هوا بر اثر مکانیسم چرخندی یا همرفت محلی بارش ایجاد می‌کند. در این فصل، بر اثر تابش خورشید، صعود همرفتی هوای گرم منطقه ممکن می‌شود.

کمیِ بارش زمستانی به دلیل استیلای تودهٔ هوای قطبی در منطقه است که هم سرد است و هم رطوبت کافی ندارد. بارش زمستان بیشتر به صورت برف است که در بیشتر طول زمستان برروی زمین باقی می‌ماند.

مناطق جغرافیایی عمده، که قلمرو این اقلیم به شمار می‌آیند، از شرق کوههای راکی تا ساحل اقیانوس اطلس (بین مدار ۴۰ درجه تا ۵۵ درجهٔ شمالی، به استثنای نواحی بیابانی واقع در مرکز قاره)، شمال نواحی استپی در شوروی و شمال ژاپن است.

در جدول ۹ـ۱۷ می‌توان دید که دماهای زمستانی این مناطق خیلی پایین و دماهای تابستانی آنها نسبتاً بالاست. در هاربین، واقع در منچوری، براثر سردشدن شدید زمین در زمستان، میانگین دما در ژانویه ($-18^{\circ}C$) است؛ در نتیجه، دامنهٔ نوسان سالانهٔ آن به $40^{\circ}C$ می‌رسد. به دلیل کاهش تأثیر تودهٔ هوای اقیانوسی قاره‌ای، میزان نوسان سالانهٔ دما در گسترهٔ این اقلیم (با درجهٔ برّی‌بودن منطقه به طرف شرق قاره‌ها) بیشتر

جدول ۹ـ۱۷ آمار دما و بارش در چند ایستگاه در اقلیم قاره‌ای مرطوب

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
آن آربور[۱]	۲۶۵متر	N ۴۲	W ۸۴	-۴	-۴	۱	۸	۱۴	۲۰	۲۳	۲۱	۱۷	۱۱	۳	-۲	۹
				۴۷	۴۷	۵۸	۷۱	۸۸	۸۷	۷۲	۶۸	۷۰	۶۶	۶۰	۵۲	۷۸۶
مسکو	۱۵۴متر	N ۵۶	E ۳۷	-۹	-۹	-۴	۴	۱۲	۱۷	۱۸	۱۷	۱۱	۴	-۳	-۸	۴
				۳۸	۳۶	۲۸	۴۸	۵۶	۷۴	۸۶	۷۴	۴۸	۶۹	۴۳	۴۱	۶۳۱
هاربین[۲]	۱۶۰متر	N ۴۶	E ۱۲۸	-۱۸	-۱۵	-۵	۶	۱۳	۱۹	۲۲	۲۱	۱۴	۴	-۶	-۱۶	۳
				۵	۵	۱۰	۲۳	۴۳	۹۴	۱۲	۱۰۴	۴۶	۴۳	۸	۵	۴۸۸

می‌شود. نوسان سالانهٔ دما در مسکو ۲۷°C است که در مقایسه با هاربین خیلی کمتر است. شکل ۹ـ۹ اقلیم‌نگاشت مسکو و مدیسون[۳] امریکا را نشان می‌دهد. مکانیسم صعود هوا در مسکو، در تمام سال سیکلونی است، در حالی که در مدیسون بارش سیکلونی در تمام سال و بارش همرفتی در تابستان مشاهده می‌شود.

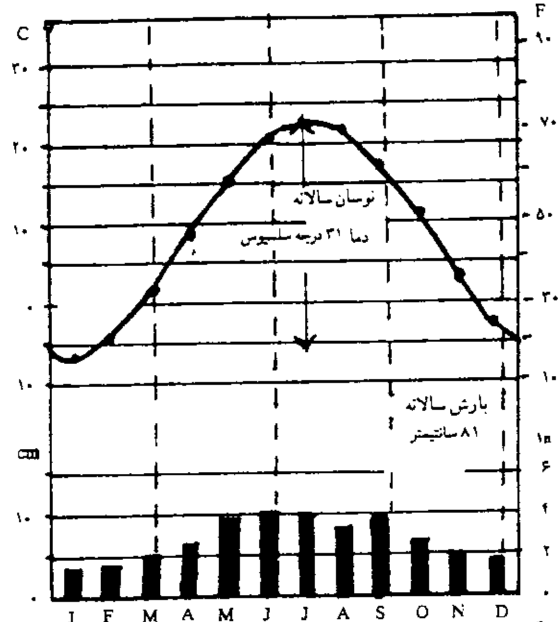
آب و هوای جنب‌قطبی (Dwc ،Dfc و Dwb)

در تقسیم‌بندی کوپن، دمای ماهانهٔ مناطقی که چنین اقلیمی دارند، در کمتر از ۴ ماه به بالای ۱۰ درجه سلسیوس می‌رسد. پایین‌ترین دمای مطلق در نیمکرهٔ شمالی در این نوع آب و هوا مشاهده شده است؛ برای مثال، در پنجم و هفتم فوریهٔ ۱۸۹۲، حداقل دمای ورخویانسک[۴] به ۶۸– درجه سلسیوس رسید.

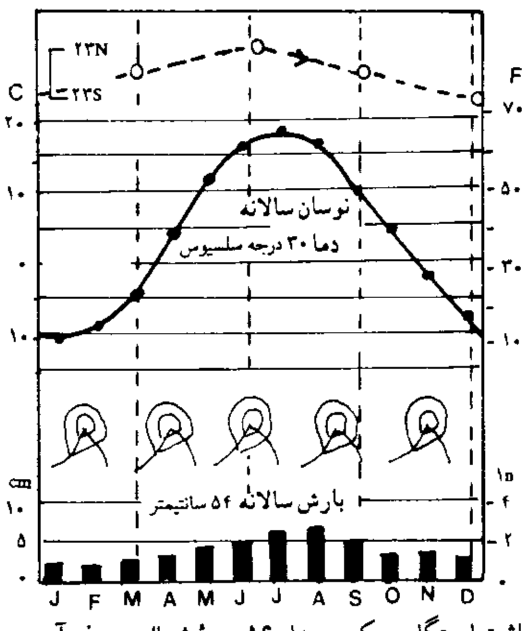
آب و هوای جنب قطبی در محل تشکیل تودهٔ هوای قاره‌ای قطبی به وجود می‌آید و در زمستانها، محل پیشروی تودهٔ هوای قاره‌ای شمالگان نیز هست. باتوجه‌به شکل ۹ـ۱۰ و جدول ۹ـ۱۸ آشکار می‌شود که در این مناطق میزان بارش در زمستان خیلی کم است؛ چون در این فصل، تودهٔ هوای سرد و خشک قاره‌ای شمالگان یا قاره‌ای قطبی، منطقه را اشغال می‌کند که همزمان با پایین آوردن دمای ماهانه، بارش ماهانه را نیز بسیار کم خواهد کرد. دمای ماهانه در ایستگاههای یاکوتسک[۵] شوروی و فورت ورمیلیون[۶] کانادا، طی ۷ ماه متوالی زیر صفر است. در اینگونه اقلیمها، دامنهٔ نوسان سالانهٔ دما خیلی بالاست.

---

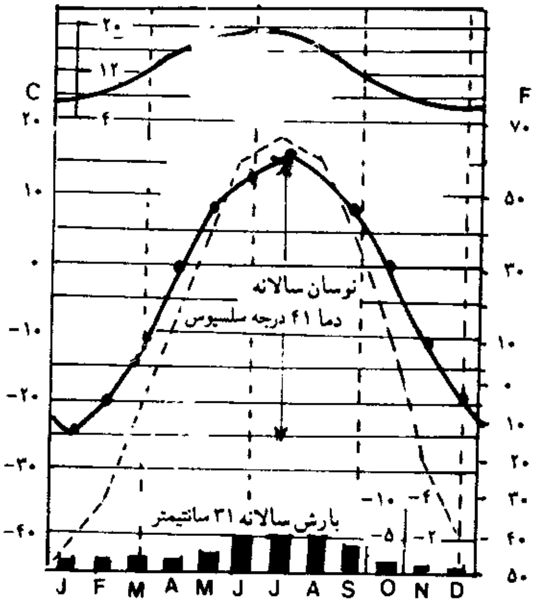
1. Ann Arbor
2. Harbin
3. Madison
4. Verkhoyansk
5. Yakutsk
6. Fort Vermillion



شکل ۹ـ۹ الف) اقلیم‌نگاشت مدیسون واقع در امریکا؛ مدار ۴۳ درجهٔ شمالی معرف آب و هوای قاره‌ای مرطوب با تابستانهای گرم (Dfa) است و دامنهٔ نوسان سالانه زیاد است (استرالر، ۱۹۸۴).



شکل ۹ـ۹ ب) اقلیم‌نگاشت ایستگاه مسکو در مدار ۵۶ درجهٔ شمالی معرف آب و هوای قاره‌ای مرطوب با تابستان معتدل؛ بارش، در تمام سال، براثر ورود سیکلونهای برون‌حارّه کاهش می‌یابد (استرالر، ۱۹۸۴).



شکل ۹.۱۰ اقلیم‌نگاشت ایستگاههای فورت ورمیلیون واقع در کانادا (منحنی پیوسته) و یاکوتسک واقع در شوروی (منحنی ناپیوسته) معرف آب و هوای جنب‌قطبی؛ منحنی بالای شکل طول ساعات آفتابی روزانه را در مدت سال نشان می‌دهد. زمستان بسیار سرد و نوسان سالانهٔ دما بسیار بالاست (استرالر، ۱۹۸۴).

البته در تابستان، دمای زیر صفر در این مناطق هم مشاهده می‌شود. بیشتر بارش سالانه در تابستان رخ می‌دهد که در آن، تودهٔ هوای اقیانوس قاره‌ای با سیکلونهای برون‌حاره‌ای به منطقه وارد می‌شوند.

گسترهٔ جغرافیایی این اقلیم بین مدار ۵۵ درجه تا ۶۶ درجهٔ شمالی (در کانادا و شوروی) است. شدت سرما در کانادا کمتر از شوروی است. این امر به دلیل عرض کمتر قارهٔ امریکاست که تا مرکز آن تحت تأثیر اقیانوسهای مجاور قرار دارد، اما در سیبری، به علت عریض بودن قاره، نواحی مرکزی و اطراف دریاچهٔ بایکال دور از هر نوع نفوذ دریایی هستند و پایین‌ترین دما در نیمکرهٔ شمالی وجود دارد.

براثر سرمای زمستان، تمام بارش فصل سرد به صورت برف برروی زمین یخزده باقی می‌ماند. در مجموع، بارش سالانه کم است، اما رطوبت خاک، به دلیل کم‌بودن میزان تبخیر برای رشد جنگلهای مخروطیان کافی است و جنگلهای تایگا سرتاسر منطقه را پوشانده‌اند.

جدول ۹ـ۱۸ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیم جنب‌قطبی

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
چرچیل[1]	۱۳متر	N ۵۹	W ۹۴	-۲۸	-۲۸	-۲۱	-۱۰	-۱	۶	۱۲	۱۱	۵	-۳	-۱۵	-۲۴	-۸
				۱۳	۱۵	۲۳	۲۳	۲۳	۴۸	۵۶	۶۹	۵۸	۳۶	۲۵	۱۸	۴۰۷
یاکوتسک	۱۶۳متر	N ۶۲	E ۱۳۰	-۴۵	-۳۶	-۲۳	-۹	۴	۱۴	۱۷	۱۴	۶	-۸	-۲۸	-۴۱	-۱۲
				۸	۵	۳	۸	۱۰	۲۸	۴۱	۳۳	۲۵	۱۳	۱۰	۸	۱۹۲
ترومسو[2]	۲۴متر	N ۷۰	E ۱۹	-۳	-۳	-۲	۱	۵	۹	۱۲	۱۱	۸	۴	۰	-۱	۳
				۱۱۸	۹۴	۱۱۳	۷۵	۶۵	۵۷	۵۶	۸۳	۱۱۵	۱۳۱	۹۷	۱۱۵	۱۱۱۹
فیربنکس[3]	۱۳۴متر	N ۶۵	W ۱۴۸	-۲۴	-۱۹	-۱۳	-۱	۸	۱۵	۱۵	۱۲	۶	-۳	-۱۶	-۲۲	-۳
				۲۳	۱۳	۱۰	۶	۱۸	۳۵	۴۷	۵۶	۲۸	۲۲	۱۵	۱۴	۲۸۷

۹ـ۱۰ گروه E) آب و هواهای بسیار سرد

میانگین دمای هیچ ماهی از سال، در این اقلیم به $10^{\circ}C$ نمی‌رسد و در واقع تابستان وجود ندارد.

آب و هوای توندرا

توندرا اصولاً اصطلاحی مربوط به گیاهشناسی است که به سرزمینهای مسطح عاری از درخت در منطقهٔ قطبی اطلاق می‌شود. در تقسیم‌بندی کوپن، آب و هوای اینگونه نواحی را آب و هوای توندرا نامیده‌اند. این آب و هوا به طرف شمال مدار قطبی، در کانادا و سیبری، مشاهده می‌شود که در نواحی شرقی این دو منطقه، به دلیل تأثیر خشکیها، تا عرضهای جنوبی‌تر هم گسترش می‌یابد. اقلیم مورد بحث در نیمکرهٔ جنوبی، فقط در منتهی‌الیه جنوبی امریکای جنوبی و حواشی جنوبگان حاکم است.

در واقع، آب و هوای توندرا محل تشکیل تودهٔ هوای قاره‌ای شمالگان است و ویژگی عمده آن وجود دماهای ماهانهٔ زیر ۱۰+ درجه سلسیوس است (میانگین دمای ماهانه در این اقلیم $10^{\circ}C$ است). آمار آب و هوایی ایستگاههای کاپرماین[4]، آماسلیک[5]

1. Churchill 2. Tromso 3. Fairbanks 4. Coppermine
5. Angmagssalik

و اورکاداس[1] (جدول ۱۹ـ۹) ویژگیهای اینگونه آب و هوا را نشان می‌دهد. زمستانهای این قلمرو خیلی سرد است؛ زیرا آفتاب اصلاً نمی‌تابد و تمام ۲۴ ساعت شب است، دیگر اینکه به علت پوشیده شدن سطح زمین از برف، میزان آلبدوی سطح خیلی بالاست و عمدهٔ انرژی تابشی ـ اگر وجود داشته باشد ـ برمی‌گردد. از طرفی، چون برف هادی حرارت نیست، حرارت زیر خاک به روی زمین منتقل نمی‌شود. این شرایط در توندرای جنوبگان، به علت گسترش اقیانوس، ملایمتر است. سردترین میانگین دمای ماهانه در اورکاداس ۱۰− و در کاپرماین ۳۰− درجه سلسیوس است.

جدول ۱۹ـ۹ آمار دما و بارش در چند ایستگاه در اقلیم توندرا

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
کاپرماین	۹متر	N ۶۸	W ۱۱۵	-۲۹	-۳۰	-۲۶	-۱۷	-۶	۳	۹	۸	۲	-۷	-۲۰	-۲۶	-۱۱
				۱۳	۸	۱۵	۱۵	۱۳	۲۰	۳۶	۴۶	۳۰	۲۸	۱۸	۱۰	۲۵۲
آماسلیک	۳۰متر	N ۶۶	W ۳۷	-۹	-۱۰	-۸	-۴	۲	۶	۷	۷	۳	-۱	-۶	-۷	-۳
				۷۲	۶۱	۶۶	۵۳	۵۱	۴۶	۳۸	۵۳	۸۴	۱۱۹	۷۶	۶۹	۷۹۰
اورکاداس	۴متر	S ۶۱	W ۴۵	۰	۱	۰	-۴	-۷	-۱۰	-۱۰	-۹	-۶	-۳	-۲	-۱	-۴
				۳۶	۴۱	۴۸	۴۱	۳۰	۲۵	۳۳	۳۰	۳۰	۳۰	۳۳	۳۰	۴۰۷

در تابستان، علی‌رغم آفتابی بودن ۲۴ ساعته روزها، به علت اینکه زاویهٔ تابش خیلی کم است و سطح زمین پوششی از برف دارد، موجودی انرژی بسیار کم است که آن هم در بیشتر موارد صرف ذوب برفها می‌شود. دما حتی در گرمترین ماهها به ۱۰ درجه سلسیوس هم نمی‌رسد. در جنوبگان، به دلیل وجود اقیانوس گسترده، دمای تابستانی کمتر است و حرارت تابستان فقط می‌تواند انجماد قشر خیلی نازکی از خاک را ذوب کند و لایهٔ زیرین خاک همیشه یخ بسته است که به آن «خاک همیشه منجمد» گفته می‌شود. به همین سبب، خاک این منطقه برای رویش درختان مناسب نیست.

در آب و هوای توندرا، عناصر آب و هوایی، مانند بارش، تبخیر و دما، بسیار اندکند. مکانیسم اصلی بارش فروبارهای بسیار ضعیفی است که در جبههٔ بین توده‌های هوای قاره‌ای قطبی و قاره‌ای شمالگان، در زیر رودباد قطبی، تشکیل می‌شوند.

1. Orcadas

آب و هوای یخبندان (EF)

این آب و هوا در گستره‌های یخی گرینلند و نیز جنوبگان دیده می‌شود. دمای میانگین هیچگاه بالای صفر نیست. بارش بسیار کم و حتی نزدیک به صفر است که به صورت برف نازل می‌شود، اما برفی که می‌بارد، به علت نبود تبخیر، روی هم انباشته می‌شود و باقی می‌ماند. بیلان انرژی تابشی زمین در این اقلیم همیشه موازنهٔ منفی دارد و در بیشتر مواقع «لایهٔ وارونگی» مشاهده می‌شود. ایستگاه ایسمیته[1] در گرینلند و وستوک و آموندسن ـ اسکات در جنوبگان شرایط این نوع آب و هوا را نشان می‌دهند (جدول ۲۰ـ۹).

جدول ۹ـ۲۰ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در آب و هوای یخبندان

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال
ایسمیته	۳۲۰۹ متر	N ۷۱	W ۴۱	-۴۲	-۴۷	-۴۰	-۲۳	-۲۱	-۱۷	-۱۲	-۱۸	-۲۲	-۳۶	-۴۳	-۳۸	-۳۱
				۱۵	۵	۸	۵	۳	۳	۳	۱۰	۸	۱۳	۱۳	۲۵	۱۱۱
وستوک	۳۲۴۰ متر	S ۷۸	E ۱۰۷	-۳۴	-۴۴	-۵۹	-۶۷	-۶۶	-۶۷	-۶۷	-۶۲	-۶۵	-۵۸	-۴۷	-۳۳	-۵۶
آموندسن ـ اسکات	۲۸۰۰ متر	S ۹۰		-۲۸	-۳۸	-۵۵	-۵۸	-۵۶	-۵۹	-۵۸	-۶۰	-۵۹	-۵۱	-۳۹	-۲۸	-۴۹
				۱	۱	T	T	T	T	T	T	T	T	T	۱	۴

در این جدول دیده می‌شود که در این نوع آب و هوا، بالا رفتن ارتفاع تأثیر عرض جغرافیایی بالا را تشدید می‌کند؛ مثلاً در ایستگاه ایسمیته نیز علی‌رغم پایین بودن عرض جغرافیایی نسبت به ایستگاه وستوک، دمای ماهانه بسیار پایین است یا در ایستگاه آموندسن ـ اسکات، پایین‌بودن ارتفاع سبب شده است که دمای ماهانهٔ آن بالاتر از ایستگاه وستوک باشد.

۹ـ۱۱ گروه B) آب و هوای خشک و نیمه‌خشک

در فصل هفتم اشاره شد که بین تعاریف متعدد از آب و هوای خشک، شاید ساده‌ترین تعریف این باشد که در آب و هوای خشک، رطوبت خاک برای رشد درخت کافی نیست. جایی که رطوبت خاک آنقدر کم باشد که در آن فقط علف رشد کند، آب و هوای خشک به شمار می‌آید. در همان فصل گفتیم که بهترین معیار برای تعیین میزان

---

1. Eismitte

خشکی در یک منطقه، محاسبهٔ نیاز آن منطقه به آب یا مقدار «تبخیر و تعرق بالقوه» آن منطقه در یک دورهٔ معین است. در یک منطقهٔ وسیع، منبع رطوبت اساسی خاک فقط آب بارش است. بنابراین، از مقایسهٔ ساده بارش با تبخیر و تعرق بالقوه می‌توان درجه خشکی را تعیین کرد.

تمام روشهای تعیین درجه خشکی یک منطقه، با وجود تفاوت ظاهری آنها، بر مقدار بارش تأکید دارند و ویژگی اصلی منطقهٔ خشک هم بارش کم است. عامل کمبود بارش در نواحی مختلف سطح زمین فرق می‌کند. از این نظر سه نوع آب و هوای خشک قابل تشخیص است: آب هوای خشک جنب‌حاره‌ای، آب و هوای خشک منطقهٔ معتدل و آب و هوای خشک مناطق قطبی.

بدیهی است که شرایط خشکی در آب و هوای نیمه‌خشک ملایمتر از آب و هوای خشک است. در حقیقت، آب و هوای نیمه‌خشک در مناطق بینابین آب و هواهای خشک و مرطوب مشاهده می‌شود؛ به عبارت دیگر، سرزمینهای حاشیه‌ای بیابانها، آب و هوایی نیمه‌خشک یا نیمه‌بیابانی دارند.

مرز بین آب و هوای خشک و نیمه‌خشک به روشهای مختلف تعیین می‌شود. در اینجا روش کوپن را به کار می‌بریم که در شکل ۱ـ۹ آمده است. در سیستم کوپن، آب و هوای بیابانی یا خشک، با Bw و آب و هوای نیمه‌خشک یا نیمه‌بیابانی با Bs مشخص می‌شود. آب و هواهای گرم با h و آب و هواهای سرد با k مشخص می‌شوند؛ بنابراین، بیابانهای منطقهٔ جنب‌حاره‌ای گرم را با نشانه‌های Bwh و بیابانهای منطقهٔ معتدل یا قطبی سرد را با نشانهٔ Bwk مشخص می‌کنند.

برای شناسایی آب و هوای خشک در طبقه‌بندی کوپن، بارش سالانه با دمای سالانه مقایسه می‌شود. این مقایسه براساس توزیع سالانهٔ بارش انجام می‌گیرد. روش مقایسه که خلاصهٔ آن در جدول پایین شکل ۱ـ۹ آمده به شرح زیر است:

۱. بارشِ سالانه توزیع یکنواخت داشته باشد؛ یعنی ۳۰ـ۷۰ درصد بارش سالانه در ۶ ماه سرد سال ببارد. در این صورت، اگر بارش سالانه کمتر از دو برابر (t+۷) باشد، اقلیم نیمه‌بیابانی و اگر کمتر از یک برابر (t+۷) باشد، اقلیم بیابانی به شمار می‌آید.

۲. بارشِ سالانه تمرکزِ تابستانی دارد؛ یعنی کمتر از ۳۰ درصد بارش در ۶ ماه سرد سال می‌بارد. در این صورت، اگر بارش سالانه کمتر از دو برابر (t+۱۴) باشد، اقلیم نیمه‌بیابانی و اگر کمتر از یک برابر (t+۷) باشد، اقلیم بیابانی است.

۳. بارش سالانه، تمرکز زمستانی دارد؛ یعنی بیش از ۷۰ درصد بارش سالانه در ۶ ماه سرد سال می‌بارد. در این صورت، اگر بارش سالانه کمتر از دو برابر t (میانگین دمای سالانه برحسب درجه سلسیوس) باشد، اقلیم نیمه‌بیابانی و اگر کمتر از یک برابر t باشد، اقلیم بیابانی است.

حرف سوم، نشانهٔ آب و هوای بیابانی یا نیمه‌بیابانی، طبق شکل ۱ـ۹ از روی دمای میانگین سالانهٔ ایستگاه تعیین می‌شود. اگر دمای سالانه بیشتر از ۱۸°C باشد، h و اگر کمتر از ۱۸°C باشد، k منظور می‌شود.

نواحی خشک و نیمه‌خشک جنب‌حارّه‌ای

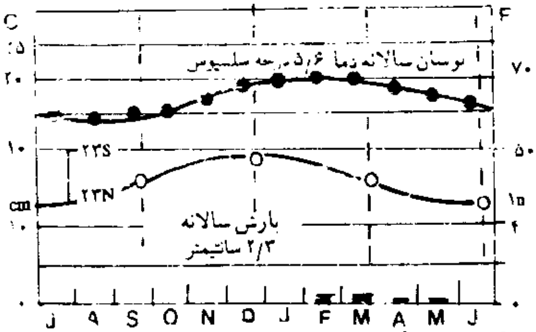
آب و هوای خشک و نیمه‌خشک جنب‌حارّه‌ای در دو طرف مدارهای رأس‌السرطان و رأس‌الجدی، بین مدارهای ۲۰ و ۲۵ درجهٔ عرض جغرافیایی حاکم است. این عرضهای جغرافیایی محل استقرار مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای است. نزول دینامیکی هوا در زیر این مراکز در طول سال مانع صعود هر گونه هوایی می‌شود. حتی در تابستان که بر اثر تابش شدید خورشید هوای مجاور زمین بسیار گرم و ناپایدار می‌شود، وجود جریان نزولی در طبقات بالای اتمسفر مانع صعود هوا و درنتیجه مانع تشکیل ابر و باران می‌شود. بنابراین، عامل اصلی خشکی، نبود مکانیسم صعود است. به همین دلیل این نواحی را «بیابان دینامیک» می‌نامند.

بیابانهای جنب‌حارّه‌ای برروی اقیانوسهای گرم نیز کشیده می‌شوند. در تابستان، در ساحل خلیج‌فارس، هوای مجاور سطح زمین کاملاً گرم و مرطوب می‌شود، ولی به علت عدم صعود هوا، حتی قطره‌ای باران هم نمی‌بارد.

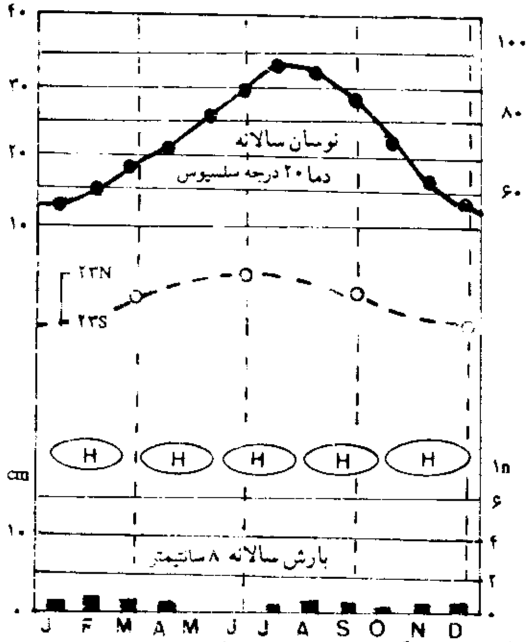
شکل ۱۱ـ۹ وضع بارش و دما را در ایستگاههای والویس بی[1] و یوما[2] نشان می‌دهد. در این شکل مشاهده می‌شود که مقدار بارش در طول سال خیلی کم است. این ایستگاهها در محل اصلی سیطرهٔ سالانهٔ مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای قرار گرفته‌اند، ولی به طرف نواحی حاشیه‌ای که در آنها اثر مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای کمتر می‌شود و مدتی هم از طول سال از سیستمهای بارانزای حارّه‌ای یا برون‌حارّه‌ای تأثیر می‌پذیرند، مقدار بارش افزایش می‌یابد و شرایط آب و هوایی نیمه‌خشک ایجاد می‌شود (جدول ۲۱ـ۹).

---

1. Walvis Bay   2. Yuma



شکل ۹.۱۱ الف) اقلیم‌نگاشت ایستگاه والویس بی، واقع در بیابان نامیبیا؛ مدار ۲۳ درجهٔ جنوبی، معرف آب و هوای بیابانی حاره‌ای است؛ بارش سالانه بسیار ناچیز است (استرالر، ۱۹۸۴).



شکل ۹.۱۱ ب) اقلیم‌نگاشت ایستگاه یوما واقع در امریکا، مدار ۳۳ درجهٔ شمالی، نمونه‌ای از یک بیابان جنب‌حاره‌ای است که در تمام سال زیر سیطرهٔ پرفشار جنب‌حاره‌ای قرار دارد.

نواحی جغرافیایی عمده که اینگونه آب و هوای خشک و نیمه‌خشک برآن حاکم است عبارتند از: شمال غرب مکزیک، جنوب غرب ایالات متحده، ساحل غربی پرو، شمال شیلی، صحرای شمال افریقا و سومالی، قسمتی از آسیای جنوب غربی (از عربستان تا پاکستان)، ساحل غربی افریقای جنوبی و مرکز استرالیا.

جدول ۹.۲۱ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیمهای بیابانی و نیمه‌بیابانی

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال	نوع آب‌وهوا
آسوان[1]	۱۱۱متر	N ۲۴	E ۲۳	۱۷	۱۸	۲۲	۲۷	۳۱	۳۳	۳۳	۳۳	۳۲	۲۹	۲۳	۱۸	۲۶	Bwh
								۲					۱			۳	
نیامی[2]	۲۱۶متر	N ۱۳	E ۲	۲۴	۲۷	۳۱	۳۳	۳۴	۳۲	۲۹	۲۷	۲۸	۳۱	۲۸	۲۴	۲۹	Bsh
				۰	۰	۰/۱		۱/۵	۳/۱	۵/۳	۸/۶	۳/۷	۰/۸	۰	۰	۲۳/۴	
آگادیر[3]	۵۰ متر	N ۳۰	W ۹	۱۴	۱۵	۱۷	۱۸	۱۹	۲۱	۲۲	۲۳	۲۲	۲۱	۱۸	۱۴	۱۹	Bsh
				۳۹	۲۸	۲۴	۱۸	۵	۰	۰	۲	۷	۲۰	۳۴	۴۱	۲۱۸	
داکار[4]	۲۳متر	N ۱۵	W ۱۷	۲۱	۲۰	۲۱	۲۲	۲۳	۲۶	۲۷	۲۷	۲۷	۲۷	۲۶	۲۵	۲۴	Bsh
				۰	۰	۰	۰	۰	۰	۶	۱۱۰	۵۸	۲	۰	۰		
شیراز	۱۵۰۵متر	N ۳۰	E ۵۳	۶	۸	۱۲	۱۶	۲۱	۲۶	۲۸	۲۷	۲۴	۱۸	۱۲	۷	۱۷/۱	Bsh
				۷۵	۴۸	۴۳	۳۵	۹	۰	۱	۰	۰	۱/۵	۴۶	۶۴	۳۲۲	
بندرعباس	۱۰متر	N ۲۷	E ۵۶	۱۸/۵	۲۰	۲۳/۵	۲۷	۳۱	۳۳	۳۵	۳۴	۳۳	۳۰	۲۴/۵	۲۰	۲۷/۴	Bwh
				۴۸	۳۴	۱۲	۸/۵	۲	۰	۰	۱	۰	۳	۱۲	۱۸	۱۳۷/۷	

نواحی خشک و نیمه‌خشک منطقه معتدل

بادهای غربی حاکم برمنطقهٔ معتدل مکانیسم صعود را در تمام طول سال فراهم می‌کنند. موقعی هم که بادهای غربی عقب‌نشینی می‌کنند (در تابستان)، به علت گرم‌شدن زیاد سطح زمین، مکانیسم همرفت عامل صعود است. بنابراین، کمی باران در این مناطق به دلیل نبود رطوبت است.

توده‌های هوای مرطوب در منطقه معتدل را بادهای غربی به روی قاره‌ها می‌آورند و یک منطقهٔ معین موقعی از رطوبت بی‌بهره می‌شود که تودهٔ هوای مرطوب، به دلیل گذر از رشته کوه یا گذر طولانی از روی خشکی، رطوبت خود را از دست بدهد؛ بنابراین، امکان وجود نواحی کم‌باران یا خشک در قسمتهای مرکزی قاره‌ها و دامنهٔ بادپناه کوههای شمالی ـ جنوبی خیلی بیشتر است. از این جهت این بیابانها را بیشتر

1. Aswan 2. Niami 3. Agadir 4. Dakar

«بیابانهای بادپناهی» می‌نامند.

تفاوت ظاهری این بیابانها با بیابانهای دینامیک جنب‌حارّه‌ای در پایین بودن دمای آنهاست. بیشتر این بیابانها جزئی از قلمروهای بیابانی سرد یا نیمه بیابانی سرد محسوب می‌شوند. بیابانهای بادپناه و دینامیک در داخل قاره‌ها به هم ملحق می‌شوند؛ مثلاً در ایران کویر نمک بیابانی بادپناه است و کویر لوت بیابانی دینامیک به شمار می‌رود و این هر دو در امتداد هم قرار گرفته‌اند. در ایالات متحده امریکا هم بیابانهای شمال بادپناهی و بیابانهای جنوب غربی دینامیک هستند.

پدیدهٔ معروف بیابانهای بادپناه گرمباد (بادفون) است. وقتی بادهای مرطوب در دامنهٔ بادگیر کوهها رطوبت خود را از دست می‌دهند و به دامنهٔ بادپناه، به طرف بیابان بادپناهی می‌وزند، به صورت بادی خشک درمی‌آیند که بر اثر نزول آدیاباتیک از دامنهٔ کوه، حتی گرمتر هم شده‌اند. بیابانهای بادپناهی عمدهٔ روی زمین عبارتند از: بیابانهای گبی در چین، قزل‌قوم و قره‌قوم در اطراف دریای خزر در شوروی، بیابانهای مرکزی، نوادا و وایومینگ و نظایر آنها در ایالات متحده و بیابان پاتاگونی در آرژانتین. تمام این بیابانها در اطراف مدار ۴۰ درجه قرار دارند.

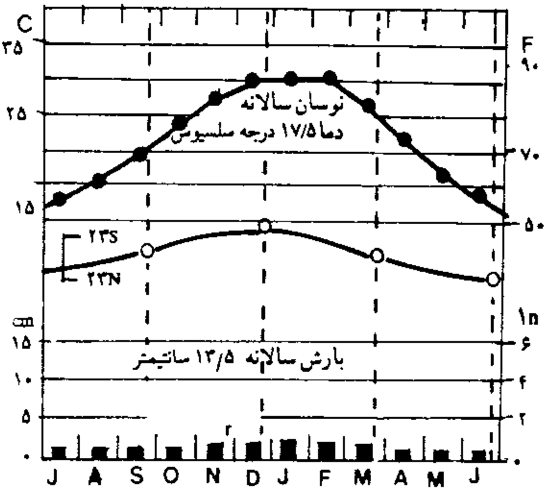
وضعیت آب و هوایی نواحی خشک و نیمه‌خشک منطقهٔ معتدل در شکل ۱۲ـ۹ و جدول ۲۲ـ۹ نشان داده شده است. در تمام ایستگاههای یاد شده، در تمام طول سال و بویژه در دورهٔ سرد سال، یعنی در دوره فعالیت بادهای غربی، باران وجود دارد، ولی مقدار آن ناچیز است. این وضع نشان می‌دهد که مکانیسم صعود در منطقه وجود دارد، ولی رطوبت هوا برای ایجاد بارندگی زیاد کافی نیست.

نواحی خشک منطقه قطبی

عامل عمدهٔ ایجاد شرایط باران کم در این نواحی پایین‌بودن درجهٔ حرارت هواست. توده هوا، به علت سرد بودن، رطوبت اندکی دارد؛ بنابراین، مقدار نزولات جوی در منطقه ناچیز است، اما همین نزولات اندک هم به علت پایین بودن دما، به صورت برف در سطح زمین باقی می‌ماند. در نتیجه، هوای بیابانهای قطبی خشک نیست، بلکه مقدار بارش در آن کم است. بیابانهای قطبی در واقع قلمرو سیطره آب و هوای Ef (یخبندانی) است.

جمعبندی

یکی از اهداف اصلی جغرافیا، تقسیم کرهٔ زمین به نواحی نسبتاً متجانس و قابل‌استفاده



شکل ۹.۱۲ اقلیم‌نگاشت ایستگاه شارلوت واترز[1] واقع در قلب بیابانهای استرالیا، مدار ۲۶ درجهٔ جنوبی، معرف اقلیم بیابانی است (استرالر، ۱۹۸۴).

جدول ۹.۲۲ آمار دما و بارش در چند ایستگاه مستقر در اقلیمهای بیابانی و نیمه‌بیابانی مناطق معتدل

ایستگاه	ارتفاع	عرض	طول	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	سال	نوع آب‌وهوا
کراسنودوسک[2]	۲۱- متر	N ۴۰	E ۵۳	۲	۴	۸	۱۳	۳۱	۲۵	۲۸	۲۸	۲۴	۱۷	۱۱	۶	۱۶	Bwk
				۱۳	۱۳	۱۸	۱۸	۸	۵	۳	۳	۵	۸	۱۰	۱۵	۱۱۹	
مدیسین هت[3]	۶۵۳ متر	N ۵۰	W ۱۱۱	۱۱-	۱۰-	۲-	۷	۱۳	۱۷	۲۱	۱۹	۱۳	۷	۲-	۷-	۶	Bsk
				۱۵	۱۵	۱۵	۲۰	۴۱	۶۱	۴۳	۳۶	۲۸	۱۵	۱۸	۱۸	۳۲۵	
دنور[4]	۱۶۱۵ متر	N ۴۰	W ۱۰۵	۰	۱	۴	۱۹	۱۴	۲۰	۲۴	۲۳	۱۸	۱۲	۵	۲	۱۱	Bsk
				۱۲	۱۶	۲۷	۴۷	۶۱	۳۲	۳۱	۲۸	۳۳	۲۴	۱۹	۱۰	۳۲۷	
بالخاش[5]	۴۲۳ متر	N ۴۷	E ۷۵	۱۵-	۱۳-	۵-	۸	۱۶	۲۲	۲۴	۲۲	۱۵	۶	۵-	۲۱-	۵	Bwk
				۱۰	۸	۱۰	۱۱	۹	۱۴	۱۱	۹	۴	۸	۹	۱۲	۱۱۵	
سارمینتو[6]	۶۲۸ متر	S ۴۶	W ۶۹	۱۸	۱۸	۱۴	۱۱	۷	۳	۳	۶	۸	۱۲	۱۴	۱۷	۱۱	Bsk
				۵	۸	۸	۱۰	۲۰	۲۰	۱۵	۱۳	۱۰	۸	۵	۸	۱۳۰	

1. Charlotte Waters 2. Krasnovodsk 3. Medicine Hat 4. Denver
5. Balkhash 6. Sarmiento

برای اجرای سیاستهای برنامه‌ریزی و توسعه است. آب و هواشناسی نیز از این امر مستثنا نیست. تقسیم‌بندیهای آب و هوایی به سه صورت توصیفی، ژنتیکی و کاربردی انجام می‌شود. در طبقه‌بندی توصیفی، نواحی آب و هوایی با توجه به مطالعه و شناسایی تمام عناصر اقلیمی تعیین می‌شوند. در ناحیه‌بندی ژنتیکی، ناحیه‌ها براساس علت به وجود آورندهٔ آنها شناخته می‌گردند. اما نواحی کاربردی براساس کاربرد اصول و مفاهیم اقلیم‌شناسی در حل مسائل و جواب دادن به سؤالات تعیین می‌گردند.

در طبقه‌بندی اقلیمی باید چگونگی انتخاب معیارهای طبقه‌بندی و مرز بین نواحی بدقت مطالعه و مشخص شود. در طبقه‌بندیهای قدیمی، بیشتر از معیارهای اختیاری استفاده می‌شد و بنابراین مرز بین نواحی در آنها متغیر و قراردادی است. در مجموع، طبقه‌بندیهای گذشته، دارای نقاط ضعفی است که از جملهٔ آنها می‌توان اختیاری بودن معیارها و مرز بین نواحی، استفاده از تنها یک یا دو عنصر اقلیمی در طبقه‌بندی را نام برد.

پس از تهیهٔ نقشه‌های هوا در سال ۱۹۲۰، شیوهٔ طبقه‌بندی هم تغییر کرد و کلیت اقلیم یا تیپهای هوا را پایهٔ طبقه‌بندیها قرار دادند. برای تحلیل اجتماع همهٔ عناصر اقلیمی از کامپیوتر و روشهای آماری استفاده و براین اساس طبقه‌بندی اقلیمی جدید یا طبقه‌بندی سینوپتیک پایه گذاری شد. در طبقه‌بندی سینوپتیک، همهٔ عناصر با هم مطالعه می‌شود و اقلیم منطقه براساس هوای غالب تعیین می‌گردد.

طبقه‌بندی سینوپتیک به دو روش امکانپذیر است:

۱. مطالعهٔ عامل اصلی کنترل اقلیم، یعنی پراکندگی فشار و تعیین تیپهای هوای مشخص با ویژگیهای آب و هوایی مشخص (دما، بارش و ...) که برای هر سیستم آب و هوایی، میانگین‌گیری می‌شود.

۲. با استفاده از روش آماری، مناطق روی زمین را براساس ویژگیهای آب و هوایی متمایز می‌کنند و بعد سیستم فشار غالب را در هر منطقه به دست می‌آورند.

در طبقه‌بندی سینوپتیک، اگر روزها یا نقشه‌های هوا را گروهبندی کنیم، تیپهای هوا یا دوره‌های اقلیمی مشخص می‌گردد و اگر مناطق را طبقه‌بندی کنیم، ناحیه‌های آب و هوایی حاصل می‌شود.

طبقه‌بندی سینوپتیک هنوز جا نیفتاده است و در بیشتر موارد، بویژه برای اهداف آموزشی، از روشهای قدیمی استفاده می‌شود. در بین روشهای گذشته، طبقه‌بندی کوپن، تورنت‌ویت و استرالر از همه رایجتر است.

تورنت‌ویت، تبخیر و تعرق را معیار اصلی تمایز بین آب و هواها می‌داند و براساس آن، چهار معیار برای طبقه‌بندی تعیین کرده است که عبارتند از: کفایت رطوبت، کارآیی حرارتی، پراکندگی فصلی کفایت رطوبت و تمرکز تابستانی کارآیی حرارتی. برای تعیین کارآیی حرارتی، «تبخیر و تعرق بالقوه» و «تبخیر و تعرق واقعی» هر منطقه را با استفاده از جدولهای مفصلی محاسبه می‌کنند. روش تورنت‌ویت بیشتر برای محاسبهٔ بیلان آب به کار می‌رود.

طبقه‌بندی استرالر هم در واقع دنباله کار تورنت‌ویت است، با این تفاوت که او از چهار معیار نیاز آب، کمبود آب، ذخیرهٔ آب و مازاد سالانه آب خاک استفاده کرده است.

کوپن، براساس دما و بارش ماهانه و سالانه، سطح زمین را به ۱۲ ناحیهٔ آب و هوایی تقسیم کرده است:

۱. **آب و هوای گرم و مرطوب حارّه.** بارش در تمام سال بسیار است و فصول دمایی وجود ندارد.

۲. **آب و هوای موسمی.** بیشتر بارش سال در فصل گرم انجام می‌شود. سال دارای دو فصل سرد و گرم است.

۳. **آب و هوای خشک و مرطوب.** دارای دو فصل سرد و گرم است. بارش در فصل گرم انجام می‌شود و مجموع بارش سالانه کمتر از آب و هوای موسمی یا گرم و مرطوب حارّه است.

۴. **آب و هوای بیابانی.** بارش سالانه برای رشد درخت و علف کافی نیست و خشکی در فصل گرم بسیار است.

۵. **آب و هوای نیمه‌بیابانی.** بارش سالانه برای رشد درخت کافی نیست، ولی برای رشد علف کافی است.

۶. **آب و هوای گرم و مرطوب جنب‌حارّه.** بارش در تمام سال پراکنده است و تابستانهای گرم و زمستانهای ملایم دارد. این آب و هوا در مناطق کوهستانی به آب و هوای خشک و مرطوب معتدل تبدیل می‌شود که زمستانهای سرد و خشک و تابستانهای گرم و نسبتاً مرطوب دارد.

۷. **آب و هوای مدیترانه‌ای.** تابستانهای گرم و خشک و زمستانهای سرد و مرطوب دارد.

۸. **آب و هوای قاره‌ای مرطوب.** تابستانهای گرم و زمستانهای بسیار سرد دارد و

بارش به طور یکنواخت در طول سال پراکنده است.

۹. آب و هوای اقیانوسی. بارش سالانه بسیار است و در طول سال وجود دارد. تابستانها و زمستانهای معتدل دارد.

۱۰. آب و هوای جنب‌قطبی. بارش به علت سردی هوا کم است و زمستانها بسیار سرد است.

۱۱. آب و هوای توندرا. بارش کم است و هیچ ماهی از سال دما به بالای $10^{\circ}C$ نمی‌رسد.

۱۲. آب و هوای یخبندان. زمین همیشه یخ بسته است.

کتابنامهٔ فصل

علیجانی، بهلول؛ «آب و هواشناسی سینوپتیکی»، مجموعه *مقالات سمینار جغرافی شماره ۳*؛ به کوشش محمدحسین پاپلی یزدی، مشهد: بنیاد پژوهشهای اسلامی آستان قدس رضوی، ۱۳۶۵.

Barry, R. G. and A. H. Perry (1973); *Synoptic Climatology: Methods and Applications;* London: Methuen and Co. Ltd.

Johnston, R. J. (1976); *Classification in Geography;* CATMOG, London: Institute of British Geographers.

Lund (1963); "Map Pattern Classification by Statistical Methods," *J. Appl. Meteor.;* Vol. 2, 56-65.

Oliver, J. E. (1973); *Climate and Man's Environment, an Introduction to Applied Climatology;* New York: John Wiley & Sons.

Steiner, D. (1965); *A Multivariate Statistical Approach to Climatic Regionalization and Classification.*

Strahler, A. N. and A. H. Strahler (1978); *Modern Physical Geography;* New York: John Wiley and Sons.

——— (1984); *Elements of Physical Geography;* 3rd ed., New York: John Wiley & Sons.

Thornthwaite, C. W. (1948); "An Approach Toward a Rational Classification of Climates," *Geogr. Rev.;* Vol. 38, 55-95.

Thornthwaite, C. W. and J. R. Mather (1957); "Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance," 5th Printing, *Publication in Climatology;* Vol. 10, No. 3, DREXEL., N. J., U. S. A.: Inst. of Technology, Centerton.

فصل دهم

تغییرات اقلیمی

۱ـ۱۰ دیرینه اقلیم‌شناسی

در توجیه اقلیم و مقایسهٔ آن با وضع هوا و دوره‌های اقلیمی اشاره کردیم که اقلیم یا آب و هوا وضعیت کلی هوای یک منطقه را نشان می‌دهد، کمتر دستخوش تغییر واقع می‌شود و مستقل از زمان است. این نکته در مورد فرایندهای کوتاه‌مدت صادق است، اما در مورد فرایندهای درازمدت اعتبار چندانی ندارد؛ زیرا دستاوردهای علوم دیگر (جغرافیای دیرینه، زمین‌شناسی و باستانشناسی) و نیز اسناد تاریخی نشان می‌دهد که آب و هوا در طول هزارها و میلیونها سال گذشته تغییراتی اساسی کرده است که طی آنها دوره‌های گرم جای خود را به دوره‌های سرد داده‌اند و دوره‌های خشک و مرطوب پیوسته با دوره‌های سرد و خشک درتناوب بوده‌اند. نوسانهای اقلیمی، حتی در ۲۰۰ سال اخیر که آمار و داده‌های هواشناسی در مورد آن موجود است، بسیار ملموس بوده‌اند. بعضی از اقلیم‌شناسان نوسانهای اقلیمی را به تلاطم و امواج سطح دریایی تشبیه می‌کنند که حرکت واقعی آن را تغییرات حقیقی اقلیم ـ نظیر گذار از دوره‌های یخچالی و بین یخچالی ـ تشکیل می‌دهند.

شاخه‌ای از اقلیم‌شناسی را که به مطالعهٔ وضعیت اقلیم گذشتهٔ زمین می‌پردازد، دیرینه اقلیم‌شناسی می‌نامند. این اقلیم ترکیبی است از علومی نظیر زمین‌شناسی، جغرافیای دیرینه، گیاهشناسی و جانورشناسی، در راستای اقلیم‌شناسی. در دیرینه اقلیم‌شناسی، به مطالعه آثار و نشانه‌هایی می‌پردازند که درنتیجهٔ سیر تحولی اقلیم از گذشته‌های دور به جا مانده است. امروزه، یافته‌های این علم تصویری نسبتاً واضح از چگونگی تغییرات آب و هوایی طی ۵۰۰ الی ۱۰۰۰ میلیون سال قبل به دست داده است. بدیهی است شناخت رویدادهای اقلیمی با نزدیک‌شدن هر چه بیشتر به زمان حال، دقیقتر و روشنتر می‌شود.

۲ـ۱۰ شواهد اقلیمی

در جستجوی شواهد اقلیمی که راهنمای ما به آگاهی از چگونگی اقلیم گذشته باشد، تظاهرات مربوط به آب و هوا در زمان حال و تعمیم نتایج حاصل به گذشته تعیین‌کننده است. این‌گونه تعمیم شواهد را «اونیفورمی‌تاریانیسم»[1] می‌نامند که از آن با عبارت «حالْ کلید گذشته است» یا «یکنواختی عملکرد عوامل معین در طول زمان» تعبیر می‌شود. براساس این اصل، چون تأثیر اقلیم در طبیعت به زمان بستگی ندارد، می‌توان از روی تظاهرات معینی که امروزه بر اثر عملکرد عوامل اقلیمی ایجاد می‌شود و برای ما ثابت شده است، به چگونگی اقلیم درگذشته پی برد؛ برای مثال، استفاده از این اصل می‌تواند در تبیین پدیدآمدن رسوباتی معین یا ریختهایی معین در سطح زمین که حاصل شرایط آب و هوایی معینی است، اعتبار داشته باشد و وجود چنین رسوب یا ریختی در گذشته حاکی از عملکرد شرایط امروزی اقلیمی در گذشته باشد.

شواهد اقلیمی بسیار فراوان و گوناگونند. شوارتزباخ[2] (۱۹۵۰) با بررسی جامع اقلیم گذشته زمین، این شواهد را به شرحی که در پی می‌آید تقسیم کرده است:

۱. *شواهد زیست‌شناختی (گیاهان و حیوانات)*: قرابتهای سیستماتیک و شرایط کدشناختی و فیزیولوژیک؛

۲. *شواهد سنگ‌شناسی*: مطالعه فرایندهای فرسایشی و مطالعه رسوبات (ترکیب و شرایط رسوبگذاری)؛

۳. *شواهد ریخت‌شناسی*.

شواهد یادشده، حتی اگر اثر یک عنصر در آنها (مثل دما) بشدت غالب باشد، در بیشتر موارد از تأثیر عناصر متعدد اقلیمی حکایت می‌کنند. در ادامهٔ بحث، جلوه‌هایی را که می‌توانند معرف چگونگی دما، بارش، فشار و باد باشند شرح می‌دهیم.

شواهد اقلیمهای گرم

۱. رسوبات نمکی. اینگونه رسوبات که حاصل تبخیر شدیدند، حاکی از شرایط مطلوب رسوبگذاری در دمای بالا هستند؛ بنابراین، ایجاد کانیهای نمک در اقلیمهای گرم و خشک بیشتر مشاهده می‌شود تا در آب و هوای سرد و خشک.

---

1. Uniformitarianism   2. Schwartzbach

۲. **خاکهای قرمز.** وجود این خاک نشانی از اقلیم گرم و خشک است و علت قرمزی آن تشکیل اکسید آهن (Fe_2O_3) در آن است. اگر رطوبت زیاد باشد، هیدروکسید کربن تشکیل می‌شود که رنگ قهوه‌ای به خاک می‌دهد. امروزه وجود خاکهای قرمز که در مناطق حارّه به لاتریت معروفند، بیشتر به اقلیمهای ساوان محدود است. از مشخصات مهم خاکهای لاتریت یکی فقر شدید اسید سیلیسیک در آن است و دیگر اینکه در مقایسه با خاکهای قرمز، اکسید آهن بیشتری دارند. بنابراین، خاکهای قرمز نشانی از اقلیم گرم و خشک است و سنگواره‌های لاتریتی دلالت بر آب و هوای ساوان دارند.

۳. **کائولین.** به نظر شوارتزباخ، ایجاد کائولین، بیشتر در اقلیمهای گرم امکانپذیر است. با وجود این، باید اشاره کرد که کائولین شاهد مطمئنی بر اینگونه اقلیم به شمار نمی‌آید؛ زیرا گمان می‌رود که تا حدودی در اقلیمهای سرد نیز ایجاد می‌شود.

۴. **رسوبات آهکی.** حل شدن آهک در آب به دلیل وجود اکسید کربن به دما بستگی دارد. در حقیقت، با افزایش میزان اکسید کربن در آب، آهک بیشتر حل می‌شود. از طرفی، میزان اکسید کربن آب بستگی غیرمستقیم به دما دارد؛ یعنی با کاهش دما میزان آن افزایش می‌یابد؛ برای مثال، آب دریا در دمای صفر درجه نسبت به آب ۲۰ درجه دو برابر اکسید کربن در خود حل می‌کند. بنابراین، حل شدن آهک در آب با کاهش دما زیاد می‌شود و برعکس، با افزایش دما رسوب کردن آهک از محلولی اشباع از آهک سهلتر صورت می‌گیرد. از آنجا که در سرمای اعماق زیاد اقیانوس آهک بیشتر به صورت محلول موجود است، وجود رسوبات آهکی بر عملکرد آبهای گرم و سطحی دلالت دارد.

۵. **گیاهان و حیوانات.** جانداران را، به دلیل قدرت سازش قابل توجهی که با شرایط محطی و اقلیمی دارند، می‌توان (برحسب نوع) تنها شاهد اقلیمی مشروط به شمار آورد؛ مثلاً تنوع انواع گیاهی ممکن است تا حدودی دلیل بر اقلیم گرم باشد. همچنین، قرابت سیستماتیک سنگواره‌های گیاهی را می‌توان تا حدودی با شرایط زیستی (و در نتیجه اقلیمی) گیاهان امروزی مقایسه کرد.

در مورد حیوانات، به دلیل قدرت انعطاف و تحرک بیشتر آنها، محدودیت تشخیص اقلیمی بیشتر است، در عین حال، وجود خزندگان را که قدرت سازش کمتری دارند می‌توان حاکی از وجود اقلیم گرم دانست.

شاید مشهورترین شاهد اقلیمی مرجانها باشند. امروزه زیستگاه اصلی مرجانها آبهای گرم مناطق ساحلی (با دمای حداقل ۲۱ درجه) و کم عمق (به عمق ۲۰ـ۵۰ متر)

واقع در بین عرضهای ۳۰ درجه شمالی و جنوبی است. گرچه انواعی شبه مرجان نیز به شکل پراکنده در اعماق زیادتر (۳۵۰-۵۰۰ متر) و دمای پایین‌تر (۶-۷ درجه) در فیوردهای نروژ یافت می‌شود، وجود سنگواره‌های مرجانی - با توجه به تغییر میزان حل شدن آهک برحسب دما که قبلاً شرح دادیم - نشانه وجود آبهای گرم است و از اقلیم نسبتاً گرم حمایت می‌کند.

شواهد اقلیمهای سرد

۱. **رسوبات و نهشته‌های یخچالی.** همه تشکیلات یخچالی (رسوبات و مواد آبرفتی، مورنها، رسوبات تلیتی و زمین‌ریختهای حاصل از یخچالها) وقتی در مناطقی که امروزه فاقد یخچالهای طبیعی‌اند در مقیاسی وسیع وجود داشته باشند، براقلیم سرد در گذشته دلالت دارند.

باید توجه داشت که وجود یخچالها نه تنها به دما، بلکه به نوع و میزان بارشهای جوّی نیز وابسته است، به طوری که در حال حاضر، بالاترین ارتفاع برفمرز اقلیمی[۱] نه در مناطق حارّه، بلکه در مناطق خشک جنب‌حارّه واقع است. همچنین براثر رابطه متقابل دما و ریزش انتهای بیشتر یخچالها، بوضوح در پایین‌تر از مرز اقلیمی برف قرار دارد. برحسب بررسی هه‌یر[۲] (۱۹۸۶)، این اختلاف ارتفاع در بعضی از یخچالهای سلسله جبال آلپ از ۱۰۰۰ متر فراتر می‌رود و در هیمالیا، به طور پراکنده، به ۲۰۰۰ متر می‌رسد. به هر حال، شواهد اقلیمی یخچالها را در مناطق غیریخچالی امروزی، عموماً به حضور اقلیم سرد درگذشتهٔ آن مناطق تعبیر می‌کنند.

۲. **پادگانه‌های رودخانه‌ای.** وجود پادگانهٔ رودخانه‌ای در هر جا که عملکرد نیروهای تکتونیکی منتفی باشد، بر تناوب اقلیمی دلالت دارد. این نکته ناشی از این واقعیت است که معمولاً در دوره‌های سرد، رسوبات بیشتری به رودخانه‌ها حمل و مواد کمتری از آنها خارج می‌شود؛ از این رو، در این دوره‌ها انباشتگی مواد رسوبی پدید می‌آید. برعکس، در دوره‌های گرم و با افزایش جریان آب و حفر مجدد، بستر رودخانه‌ها عمیقتر می‌شود. بنابراین، می‌توان رسوبگذاری را به دوره‌های سرد و

---

۱. برفمرز اقلیمی خطی است که از آن بالاتر برف به صورت دائم موجود است.

2. Heyer

فرسایش را به دوره‌های گرم مربوط دانست که برایند این دو روند به صورت پادگانهٔ رودخانه‌ای مشاهده می‌شود.

این وضع را نمی‌توان به رودخانه‌های ساحلی تعمیم داد. در این رودخانه‌ها شرایط برعکس است؛ زیرا با انجماد آب در دوره‌های سرد، سطح دریاها پایین می‌آید و فرسایش بستر رودخانه‌ها، به دلیل پایین آمدن سطح فرسایش آنها، بیشتر می‌شود. برعکس، در دوره‌های گرم، با بالا آمدن سطح آب دریاها رسوبگذاری انجام می‌شود.

بنابراین، رفتار رودخانه‌های نزدیک به دریا و دور از دریا، در دوره‌های سرد و گرم، کاملاً متفاوت است. در توجیه چگونگی رابطهٔ رودخانه‌ها با اقلیم به این نکته باید توجه کرد.

شواهد ریزشهای جوّی

۱. اقلیمهای خشک. خشکی یک منطقه به انباشت نمکها در آن منطقه کمک می‌کند؛ زیرا برای انتقال نمک تا حدودی آب لازم است، بنابراین، رسوبات نمک در استپها به فراوانی یافت می‌شود. از آنجا که با افزایش گرما شرایط مناسب برای تشکیل این رسوبات بیشتر فراهم می‌شود، می‌توان لایه‌های وسیع نمک را در اقلیمهای گرم و خشک مشاهده کرد.

بیابانها به طور کلی مناطقی هستند که در آنها فرسایش مکانیکی بر فرسایش شیمیایی غلبه دارد. از آنجا که این امر، هم در بیابانهای گرم و هم در بیابانهای سرد صدق می‌کند، نمی‌توان بیابانها را بتنهایی شاهدی قطعی در مورد چگونگی دما دانست؛ بلکه بیشتر برخشکی محیط دلالت دارند.

عامل اساسی انتقال مواد در بیابانها باد است؛ بنابراین، وجود شکلهای خاص ناهمواری بیابانی و نقش موجکهای بادی دلالت بر وجود اقلیم خشک دارد. همچنین، وجود خاکهای لُسی معرف کارکرد باد در مناطق خشک است و از این‌رو استپهای سرد و خشک که کانون تشکیل رسوبات لُسیِ وسیع است، معرف دوره‌های سرد می‌باشد.

در بررسی بعضی رسوبات، مثلاً ماسه سنگهای رنگی، فسیل قطرات باران را می‌توان تشخیص داد؛ زیرا این قطرات آثار خود را در سطح اینگونه سنگها باقی می‌گذارند. این فسیلها وقتی تشکیل می‌شوند که قطرات باران تا حدی درشت باشند و بارش باران زیاد استمرار نداشته باشد؛ زیرا در بارشهای زیاد آثار باران از روی سنگها

زدوده می‌شود. بنابراین، سنگواره‌های قطرات آب باران معرف اقلیم مرطوب نیستند، بلکه بیانگر آب و هوای خشک با رگبارهای پراکنده هستند.

۲. اقلیمهای مرطوب. در اقلیمهای مرطوب، برخلاف اقلیمهای خشک که در آنها هوازدگی فیزیکی نقش مهمی دارد، هوازدگی شیمیایی غلبه دارد. معرف هوازدگی شیمیایی در مناطق مرطوب وجود کائولین است که از کانیهای فلدسپاتی تشکیل می‌شود. هنوز مشخص نشده است که برای ایجاد کائولین تنها وجود اقلیم حارّه‌ای ضرورت دارد یا اینکه آنها در اقلیمهای سرد و مرطوب هم تشکیل می‌شوند.

وجود توربزارها و معادن زغال، معمولاً به اقلیمهای مرطوب و به طور کلی سرد وابسته است.

فسیلهای دریایی معرف اقلیم مرطوبند و از این‌رو وقتی در رسوبات و تشکیلات فرسایشی مناطق بیابانی امروزی شناسایی شوند، حاکی از وجود اقلیم مرطوب در زمان زیست آن فسیلها هستند.

شواهد چگونگی فشار و باد

چون دامنه ملایم تپه به طرف باد و دامنه تند آن در جهت مخالف قرار می‌گیرد، با بررسی شکل این تپه‌ها می‌توان جهت وزش بادهای غالب را در زمان تشکیل آنها نشان داد. همچنین با توجه به رابطهٔ سرعت باد و بافت دانه‌های انباشته‌شدهٔ امروزی می‌توان سرعت باد را در دوره‌های گذشته برحسب بافت دانه‌های انباشته‌شده در آن زمان ارزیابی کرد. از آنجاکه جهت و سرعت باد معرف نوع و شدت حوزهٔ فشار است، می‌توان با بررسی و شناخت موقعیت مواد تپه‌های فسیلی و بادی نحوه توزیع فشار را در زمانهای گذشته پیدا کرد. پوزر[1] (۱۹۴۸) برای اولین بار به مطالعات جامعی در این مورد اقدام کرد.

۱۰ـ۳ سن‌یابی در دیرینه اقلیم‌شناسی

دیرینه اقلیم‌شناسی، در سالهای اخیر، از ابزارهای فیزیکی نیز برای شناخت دقیقتر روند تغییرات در گذشته استفاده می‌کند؛ مثلاً با کاربرد روشهای سن‌یابی رادیواکتیو می‌توان به سن مطلق طبقات رسوبی دست یافت. همچنین با تعیین نسبت ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به

---

1. Poser

اکسیژن ۱۶ در فسیلها که به تغییرات دما بستگی دارد، تصویری از چگونگی دما در محیط زیست جانداران دوره‌های گذشته به دست می‌آید. سنهایی که با روشهای سن‌یابی به دست می‌آید، بسیار متغیّر است؛ مثلاً با کاربرد روش کربن ۱۴ می‌توان سنهایی تا حداکثر ۵۰ هزار سال را با اطمینان مشخص کرد (لیلیه کویست، ۱۹۸۶).

البته روشهای مختلف تعیین سن مطلق، گرچه مبانی گوناگونی دارد، نتایج حاصل از آنها اصولاً هماهنگ است. براساس نتایج حاصل از این سن‌یابیها، قدیمترین کانیهایی که تاکنون شناخته شده‌اند حدود ۳۶۰۰ میلیون سال، قدیمیترین فسیلها ۲۸۰۰ میلیون سال و قدیمترین اجداد انسان که قادر به تراشیدن اشیاء بوده‌اند حدود ۱/۷ میلیون سال سن دارند (اسدیان، ۱۳۵۶).

۴ـ۱۰ سیر تحولات اقلیم در دورانهای گذشته زمین

اقلیم در پره‌کامبرین

ارزیابی شواهد نه چندان فراوانِ اقلیمی در دوران پیش از پالئوزوئیک (پره‌کامبرین)، حاکی از وقوع یک سلسله یخبندانهای گسترده در نیمکره شمالی، بویژه در امریکای شمالی و افریقای جنوبی است. بعلاوه، وجود بعضی از رسوبات مشخص‌کننده اقلیم خشک یا نیمه‌خشک نشان می‌دهد که دما در اواخر این دوران گهگاه پایین‌تر از دما در دورانهای بعدی بوده است. این بدان معنی است که حالت گرم اولیه زمین (اگر چنین حالتی وجود داشته است) باید به زمانهای بسیار دورتر تعلق داشته باشد.

رسوبات فراوان تلیت[1] در دورهٔ گذار از پره‌کامبرین به کامبرین (مربوط به ائوکامبرین) بیانگر وقوع یخبندان گسترده در این زمان است. شواهد این یخبندان را به طور پراکنده در سرتاسر کرهٔ زمین (جاهایی که سنگهای پره‌کامبرین بیرونزدگی دارند) یافته‌اند (شکل ۱ـ۱۰).

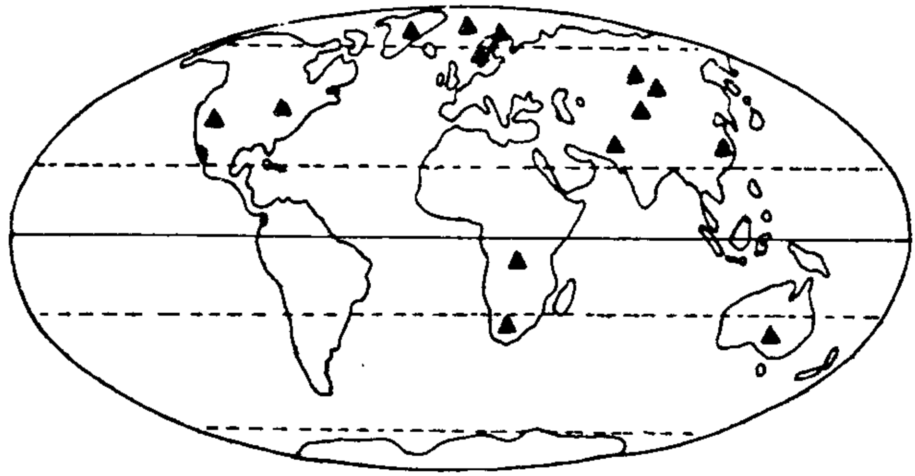
اقلیم در پالئوزوئیک

تصویر اقلیم در این دوران، به دلیل وجود گستردهٔ جانداران از کامبرین (ابتدای پالئوزوئیک) به بعد و دستیابی به شواهد حیوانی و گیاهی متعدد دقیقتر و روشنتر است.

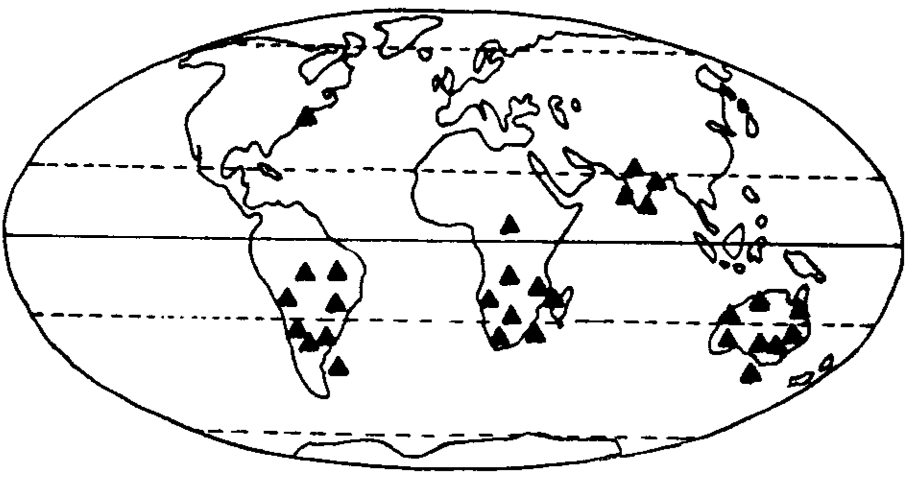
---

۱. Tillite : سنگهایی یخچالی که سطوح آنها براثر عبور یخچالها مخطلط شده است. این شیارها اصولاً جهت حرکت یخچال را نشان می‌دهند.

نشانه‌های مختلفی حاکی از وقوع یخبندان وسیع در نیمکرهٔ جنوبی و در مناطقی است که امروزه اقلیم گرم دارند. این امر، بویژه در مورد زمان گذار از دورهٔ کربونیفر به دورهٔ پرمین صادق است، به طوری که به نظر می‌رسد مناطقی که امروزه در فاصله‌هایی بسیار دور از یکدیگر قرار دارند (شمال افریقا، هند، استرالیا و جنوب برزیل) در آن زمان از یخ پوشیده بوده‌اند (شکل ۲ـ۱۰). برعکس، اروپای مرکزی و امریکا اقلیم حارّه‌ای با جنگلهای پرباران داشته است.



شکل ۱ـ۱۰ گسترش یخچالهای ائوکامبرین (شوارتزباخ، ۱۹۵۰)



شکل ۲ـ۱۰ گسترش یخچالها در دورهٔ پرمو ـ کربونیفر (برنیک‌من، ۱۹۵۴)

بررسی تأثیر میدان مغناطیسی زمین در اقلیم نشان می‌دهد که در آن روزگار، قطب جنوب در جنوب افریقا و قطب شمال در بخش شمالی اقیانوس آرام واقع بوده و استوا از اروپای مرکزی و امریکا می‌گذشته است. به نظر می‌رسد که در آن زمان مناطق پوشیده از یخ هم‌مرز بوده و در نتیجه یخچالها ابعادی وسیع داشته‌اند. از مزوزوئیک تا سنوزوئیک (دوران کنونی)، قطبها و مناطق اقلیمی تقریباً مطابق موقعیت امروزی خود جابه جا شده‌اند و زمین دستخوش تغییراتی کلی شده است.

اقلیم در مزوزوئیک

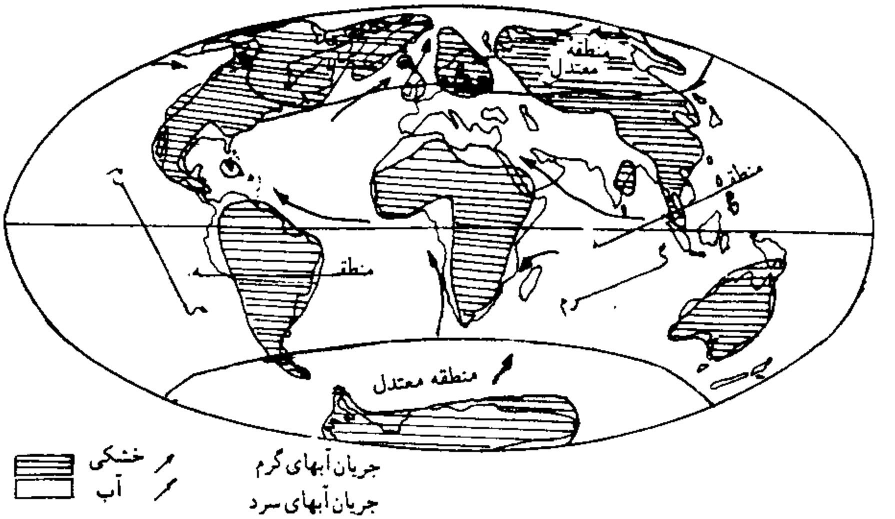
شواهد موجود نشان می‌دهد که در مزوزوئیک آب و هوای زمین به طور کلی گرم بوده است، به طوری که در این دوران، اصولاً دوره‌های یخبندان رخ نداده است. روند گرم‌شدن از این دوران تا بیشتر دوران سنوزوئیک ادامه داشته و تنها در دورهٔ کواترنر جای خود را به اخیرترین عصرهای یخبندان داده است.

همزمان با این تحولات عظیم اقلیمی در تمام سیارهٔ زمین، تغییرات پراکنده و جداگانه‌ای در بعضی مناطق صورت گرفته است که از جابه جایی مناطق اقلیمی اصلی (در نتیجهٔ سرگردانی قطبی) نتیجه شده است. آثار این جابه جایی در استنتاجها و یافته‌های زمین‌شناسی نیز بازتاب دارد. با توجه به این آثار می‌توان بوضوح دریافت که چگونه مناطق یخبندانی پرمو-کربونیفر بتدریج در موقعیت فعلی خود استقرار یافته است. برای مثال، اقلیم‌حاره‌ای پربارانی که در دورهٔ کربونیفر بر اروپا سیطره داشت، بتدریج در مزوزوئیک جای خود را به اقلیم گرم و خشکی داد که از سمت شمال تا اروپای مرکزی پیشروی کرد. این اقلیم خشک نیز وقتی اروپا در محدودهٔ نوار بادهای غربی قرار گرفت، بتدریج جای خود را به اقلیم مرطوب داد. طبیعی است که وضعیت اقلیمی از عوامل جغرافیایی‌ای که در آن روزگار شرایطی متفاوت با امروز داشت تأثیر پذیرفته است.

اقلیم در سنوزوئیک

روند گرم‌شدن در بیشتر دورهٔ ترشیاری، از دوران سنوزوئیک، ادامه داشته است به طوری که سرزمینهای قطبی امروزی در آن زمان پوشیده از جنگلهای خزاندار بوده‌اند. به طور کلی، در اوایل این دوران (پالئوسن، ائوسن و الیگوسن) جز یک منطقهٔ گرم که بین عرضهای ۴۰-۵۰ درجهٔ شمالی و جنوبی محصور بوده، دو منطقهٔ معتدل نیز وجود داشت که پوشش درختان آن تا قطبین زمین ادامه داشته است.

اما بعدها، دما بتدریج سیر نزولی پیدا کرد، به گونه‌ای که در سنوزوئیک، دمای زمین تنها کمی از امروز بالاتر بود. سرانجام، این روند کاهش دما در پایان ترشیاری به ایجاد یخچالهای قاره‌ای گسترده و عصرهای یخ منجر شد.



شکل ۳ـ۱۰ مناطق اقلیمی دوره‌های پالئوسن، ائوسن و الیگوسن (شوارتزباخ، ۱۹۵۰)

۵ـ۱۰ عصرهای یخ: اقلیم در کواترنر

کواترنر که دورهٔ ظهور انسان نیز تلقی می‌شود، با شرایط اقلیمی بسیار ناپایدار و تحولات عظیم اقلیمی همراه بوده است. در این دوران، وضعیت آب و هوایی جهان بتناوب تغییرات گسترده‌ای داشته است و دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی متعددی پدید آمده است. هر مرحله از این تغییرات، با جابه جایی مناطق آب و هوایی به سمت استوا در دوره‌های یخچالی و در پی‌آن، به سمت قطب در دوره‌های بین‌یخچالی همراه بوده است. در دوره‌های یخچالی، عرقچینهای قطبی به سمت شمال اروپا و امریکا تا جنوب شوروی و نواحی شمالی‌تر کشور امریکا پیشروی کرده است.

چون امروزه در دورهٔ کواترنر به سر می‌بریم و به دلیل تأثیر شدید وضعیت اقلیمی این زمان در وضعیت اقلیمی کنونی، باتفصیل بیشتری به بحث در مورد این زمان می‌پردازیم؛ بویژه آنکه بررسی عصرهای یخ که در این دوره رخ داده‌اند و مطالعهٔ امکان بازگشت آنها از جمله مسائل اصلی در جغرافیا، زمین‌شناسی و بخصوص در اقلیم‌شناسی است.

دوره‌های یخبندان

دورهٔ کواترنر را به دو دورهٔ پلئیستوسن و هولوسن تقسیم می‌کنند که دور نخست با عصرهای یخ مطابقت دارد و دور دوم دورهٔ کنونی است که آن را دورهٔ بعد یخچالی هم می‌نامند. در دور یخچالی پلئیستوسن، چندین یخبندان اساسی رخ داد که هر دو یخبندان پی‌درپی را یک دورهٔ اصلی بین‌یخچالی از یکدیگر جدا می‌کند. علاوه براین، در هر دورهٔ یخچالی، تعدادی یخبندان متوالی و مستقل از یکدیگر به وقوع پیوسته است که اساس تفکیک آنها از یکدیگر آهنگ متفاوت پیشروی یا پسروی آنهاست.

از آنجا که یخبندانهای مستقل، از نظر تعداد و مدت زمان دقیق سیطره، در مناطق یخچالی اصلی (مانند امریکای شمالی، اروپا و آلپ) یکسان نیستند، نامگذاری آنها در هر یک از این نواحی اختصاص به خود آن ناحیه دارد. در مجموع، چهار عصر یخ در کواترنر وجود داشته است که آنها را در اروپای شمالی به نامهای السترِ[1]، ساله[2]، وارته[3] و ویستول[4]، در امریکای شمالی به نامهای نبراسکا[5]، کانزاس[6]، ایلینویز[7] و ویسکانسین[8] و در نواحی آلپ اروپا به نامهای گونتز[9]، میندل[10]، ریس[11] و وورم[12] می‌شناسند. هر کدام از نامهای اخیر از نام یکی از رودخانه‌های آلپ گرفته شده است.

طول زمان در دوره‌های بین‌یخچالی دورهٔ کواترنر را پنک[13] و بروکنر[14] به ترتیب ذیل محاسبه کرده‌اند:

دوره‌های بین‌یخبندان گونتز ـ میندل	۶۰ هزار سال
دوره‌های بین‌یخبندان میندل ـ ریس	۲۴۰ هزار سال
دوره‌های بین‌یخبندان ریس ـ وورم	۶۰ هزار سال

تاریخ اوج یخبندانهای فوق را میلانکویچ[15] به ترتیب برای ۷۵، ۲۰۰، ۴۵۰ و ۶۰۰ هزار سال قبل محاسبه کرده است.

علت یخبندان پلئیستوسن

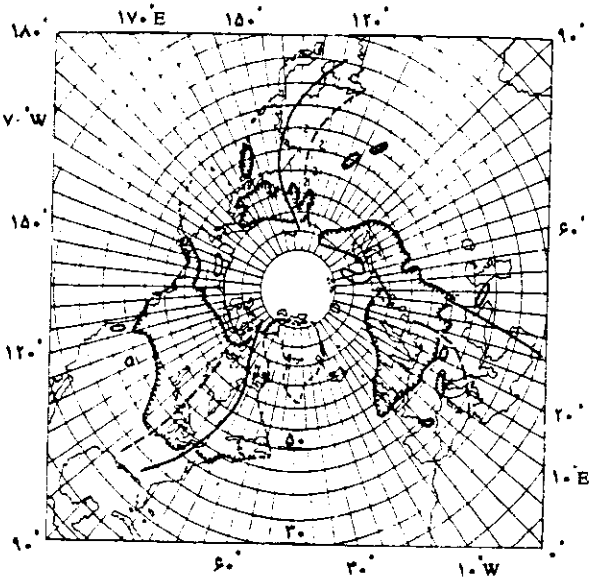
اقلیم‌شناسان در مورد افت دما در طول پلئیستوسن نظر واحدی ندارند. این تعداد آراء در

---

1. Elster
2. Saale
3. Warthe
4. Vistule
5. Nebraska
6. Kansas
7. Illinois
8. Wisconsin
9. Gunz
10. Mindel
11. Riss
12. Wurm
13. Penck
14. Bruckner
15. Milankovich

مورد ضخامت لایه‌ای از اتمسفر نیز که زیر نفوذ سرما قرار داشته است وجود دارد. بررسی مونتنزن[1] (۱۹۵۲) در مورد عصر یخبندانِ وورم در اروپای مرکزی، حاکی از وجود یک لایهٔ وارونگی حرارتی است که مرز بالایی آن به ۲۵۰۰ متر می‌رسیده است. به اعتقاد او، در آن زمان، مانند امروز، توزیع دما در بالاتر از ۲۵۰۰ متر بوده است. اینگونه توزیع دما، نتیجهٔ پیدایش عصر یخبندان است، نه علت آن؛ بنابراین، سؤال دربارهٔ عوامل ایجادکنندهٔ عصر یخبندان همچنان مطرح است.

فلون[2] (۱۹۵۲) از جمله کسانی است که به بررسی مقایسه‌ای روانه یخهای نیمکرهٔ شمالی در دورهٔ پلئیستوسن و چرخش عمومی امروزی هوا پرداخته است. بنا به تحقیقات فلون، در زمستانهای سخت، فرود ارتفاعی چرخش عمومی در نیمکرهٔ شمالی به سمت غرب جابه جا می‌شود که برای مناطق غربی چرخشی نصف‌النهاری را به دنبال دارد. این نکته را ولداشتد[3] (۱۹۵۴) نیز بررسی و تأیید کرده است. شکل ۴ـ۱۰ نتایج بررسی او را نشان می‌دهد.



شکل ۴ـ۱۰   یخبندان دوره پلئیستوسن و موقعیت فرود ارتفاعی در نیمکرهٔ شمالی؛ خط ممتد دوره‌های معمولی و خط نقطه‌چین زمستانهای بسیار سرد همراه با چرخش نصف‌النهاری را نشان می‌دهد (ولداشتد، ۱۹۵۴).

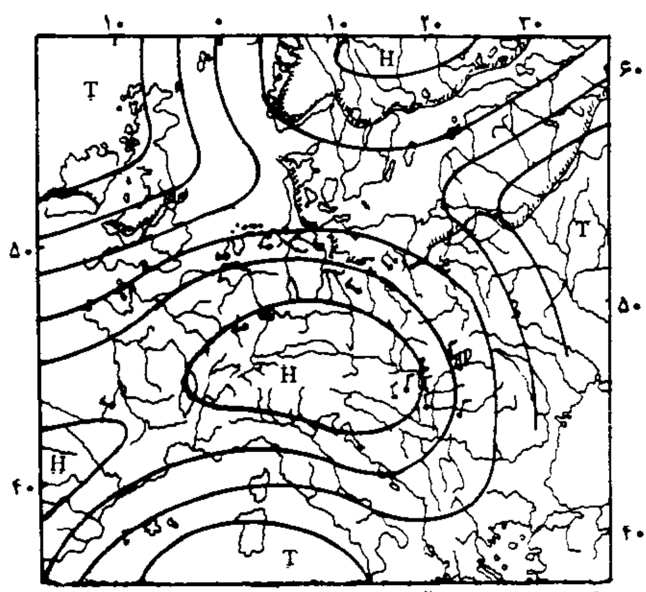
1. Montensen   2. Flohn   3. Woldstedt

در حال حاضر، در زمستانهای سردتر از معمول در اروپا، محور فرود ارتفاعی موقعیت غربی‌تری پیدا می‌کند. این باعث می‌شود که هوای سرد قطبی از پشت فرود به اروپا سرازیر شود. چنین وضعیتی ظاهراً در عصر یخبندان پلئیستوسن هم حاکم بوده است.

در این مواقع، هوای سرد پشت فرود سطح بالا در ابعادی وسیع به سمت جنوب رانده می‌شود. انتقال هوای گرم جلو فرود ـ ظاهراً به دلیل سردشدن آن ـ نه تنها باعث ذوب یخها نمی‌شود، بلکه به تشدید ریزش برف در عرضهای بالا کمک می‌کند.

در سطح خشکیها و در مناطق مختلف، یخ پهنه به تغییر شرایط باد، لااقل در سطوح زیری جوّ، کمک می‌کند. پوزر (۱۹۵۰) با مطالعه تپه‌های بادی فسیل، شرایط توزیع مراکز فشار را در تابستانهای آخرین دورهٔ یخبندان اروپا مشخص کرده است (شکل ۵ـ۱۰).

به نظر پوزر، زبانه پرفشار «آسور» در جنوب آلمان قرار داشته و جنوب اسکاندیناوی محل استقرار فراباری دیگر بوده است که نتیجهٔ تأثیر یخ‌پهنه‌ها بوده (فرابار یخچالی) و بنابراین گسترش چندانی نداشته است.



شکل ۵ـ۱۰ بادهای تابستانی و توزیع فشار در آخرین دورهٔ یخبندان اروپا؛ خط دندانه‌دار، آغاز و پایان یخبندان را نشان می‌دهد (پوزر، ۱۹۵۰).

عصرهای یخ در دوران زمین‌شناسی

اگرچه با دور شدن از زمان حال، احتمال آگاهی دقیق از شرایط اقلیمی گذشته ضعیفتر می‌شود. می‌توان روند تغییرات دما و رطوبت را در طول دورانهای زمین‌شناسی در حدی قابل قبول شناسایی کرد. به طور کلی، می‌توان با اطمینان گفت که در گذشته، دوره‌های یخبندان در سه مقطع زمانی، به ترتیب زیر به وقوع پیوسته است:

۱. دورهٔ گذار از پره کامبرین به کامبرین (اٹوکامبرین)
۲. دورهٔ گذار از کربونیفر به پرمین (پرمو ـ کربونیفر)
۳. دورهٔ پلئیستوسن.

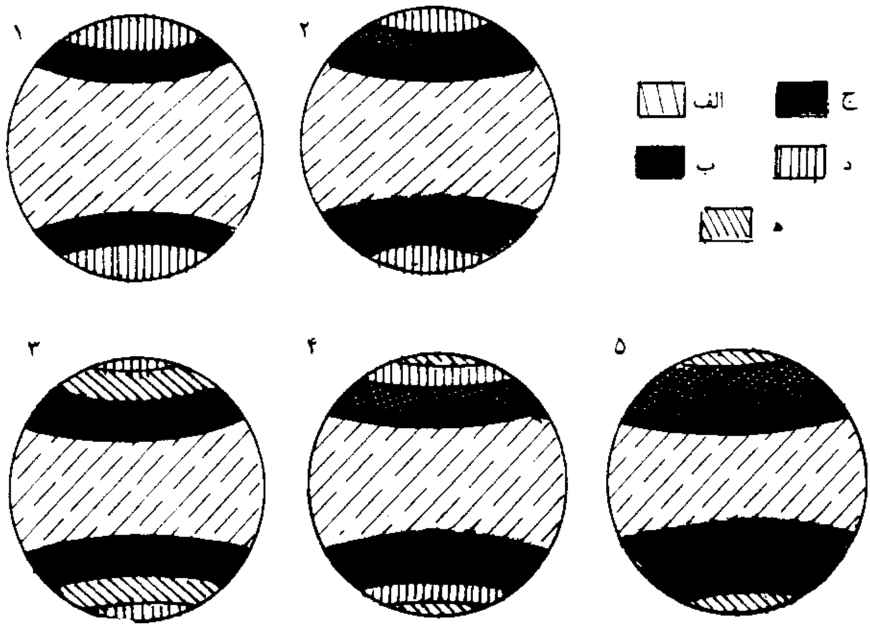
مطالعهٔ شواهد اقلیمی و رابطهٔ آن با گردش عمومی هوای امروز نشان می‌دهد که اساس گردش هوا از ترشیاری تاکنون چهارچوب موجود خود را حفظ کرده است (گه‌لرت[1]، ۱۹۵۸). بررسی بسیاری از اقلیم‌شناسان نشان می‌دهد که اصولاً ساختمان کلی گردش سیاره‌ای در تمام دورانهای زمین‌شناسی یکسان بوده است؛ با این حال، هم شدت گردش و هم نحوهٔ توزیع سیستمهای فشار و در نتیجه موقعیت کمربندهای اقلیمی در زمانهای مختلف کاملاً متفاوت بوده است. در این رابطه، پره‌دچنسکی[2] (۱۹۵۰) به بررسی گردش عمومی هوا در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی پرداخت و کمربندهای اقلیمی دوره‌های مختلف را مشخص کرد (شکل ۶ـ۱۰).

اقلیم در هولوسن

پسروی یخبندان در دوره کواترنر، از اواخر پلئیستوسن (تقریباً از ۲۰ هزار سال قبل) با ذوب یخها از حاشیهٔ جنوبی شمال اروپا بتدریج آغاز شد. اوج این پسروی به ۱۰ هزار تا ۹ هزار سال قبل از میلاد می‌رسد. عقب‌نشینی یخبندان تا چند هزار سال قبل با کندی و با آهنگی نامنظم ادامه داشته است و پایان رسمی آن را معمولاً حدود سالهای ۶۵۰۰ قبل از میلاد می‌دانند. امروزه بقایای یخچالها در جاهایی نظیر اسکاندیناوی به جا مانده است.

زمین، در طول دوره پس‌یخچالی، بارها دچار نوسانهای اقلیمی شده است که طی آنها بقایای یخچالها گهگاه اندکی پیشروی کرده و دوباره عقب نشسته‌اند. این عقب‌نشینی در آغاز قرن اخیر بسیار محسوس بوده است.

1. Gellert
2. Predtetschenskiy



۱. مناطق اقلیمی دورهٔ کربونیفر و پالئوسن — الف) منطقهٔ حاره ـ استوایی
۲. مناطق اقلیمی دورهٔ ائوسن و الیگوسن — ب) منطقهٔ پرفشار جنب استوایی
۳. مناطق اقلیمی دوره‌های یخبندان — ج) منطقهٔ معتدل
۴. مناطق اقلیمی زمان حال — د) منطقهٔ گرم قطبی
۵. مناطق اقلیمی دورهٔ تریاس — ه) منطقهٔ سرد قطبی

شکل ۶ـ۱۰ کمربندهای اقلیمی

۶ـ۱۰ فشردهٔ سیر تحولات اقلیم در دورانهای زمین‌شناسی

پره کامبرین (دوران پیش از کامبرین)

از ۴/۵ میلیارد سال تا ۶۰۰ میلیون سال قبل، زمین که به روایتی از گازهای بین‌ستاره‌ای تشکیل شده بود و بتدریج از مرحله مایع گذشته بود، دارای پوسته‌ای جامد می‌شود.

اتمسفر زمین که سرشار از بخار آب است، براثر سرما شروع به بارش می‌کند و رودخانه‌ها و دریاچه‌ها به وجود می‌آیند.

آب و هوای گرم این دوران دچار تناوب بوده و بدفعات به دلیل وقوع عصرهای یخ قطع‌شده است.

پالئوزئیک

کامبرین: از حدود ۶۰۰ میلیون سال تا ۵۰۰ میلیون سال قبل (۱۰۰ میلیون سال). از این دوره، برخلاف دوران قبل، نهشته‌های آهکی گسترده‌ای در دست است که حاکی از گستردگی اقلیمی گرم و یکنواخت در تمام سطح کرهٔ زمین است. در بعضی از مناطق کرهٔ زمین نیز سنگهای نمک و گچ خبر از خشکی مناطق مزبور می‌دهند.

در این دوره، دریاها سه بار بر پهنه‌های عظیمی از قاره‌ها پیشروی کردند و سپس عقب نشستند.

اردوویسین: حدود ۵۰۰ میلیون سال تا ۴۴۰ میلیون سال قبل (۶۰ میلیون سال). در این دوره، آب و هوا گرم و یکنواخت و فاقد مناطق اقلیمی متمایز بوده است.

سیلورین: از حدود ۴۴۰ میلیون سال تا ۴۰۰ میلیون سال قبل (۴۰ میلیون سال) نهشته‌های آهکی این دوره حاکی از آبهای گرم است و بویژه رسوبات مرجانی در نواحی شمالی اروپا، آسیا و امریکا (یعنی مناطق قطبی امروزی)، نشانه آب و هوای گرم این مناطق در آن دوره است.

شواهد اقلیمی این دوره نیز دلالت بر اقلیمی خشک می‌کند.

وجود یخبندان در این دوره، بویژه در شمال امریکا، گزارش شده است که چندان مورد اطمینان نیست. به طور کلی، تصویر اقلیم در این دوره روشن نیست، بخصوص از این جهت که از نیمکرهٔ جنوبی شاهدی اقلیمی در اختیار نداریم.

دونین: از حدود ۴۰۰ میلیون سال تا ۳۴۵ میلیون سال قبل (۵۵ میلیون سال). گسترش مرجانها در نیمکرهٔ شمالی (اروپای مرکزی، کانادا، شمال آسیا و نیز استرالیا) حاکی از وجود اقلیم گرم است و مناطق مجاور رشته کوههای کالدونین اقلیمی خشک داشته‌اند.

در افریقای جنوبی آثار یخبندان مشهود است.

کربونیفر: از حدود ۳۴۵ میلیون سال تا ۲۷۵ میلیون سال قبل (۷۰ میلیون سال). نیمکرهٔ شمالی به طور کلی گرم و مرطوب بوده است، اما گویا اقلیمی کاملاً یکنواخت نداشته است. دورهٔ اصلی تشکیل زغال بویژه در نیمکرهٔ شمالی است. جابه جایی کمربند اصلی تشکیلات زغال‌سنگ در اروپا، از شمال به مناطق مرکزی، احتمالاً با جابه جایی کمربند اقلیمی مرطوب در ارتباط بوده است.

در نیمکرهٔ جنوبی و بویژه در استرالیا، نشانه‌های آغاز عصر یخبندان پرمو - کربونیفر ظاهر می‌شود.

پرمین: از حدود ۲۷۵ میلیون سال تا ۲۳۰ میلیون سال قبل (۴۵ میلیون سال). در آغاز این دوره، قاره‌های نیمکرهٔ جنوبی و نیز هندوستان را یخبندانهای وسیعی فراگرفت که آثار یخچالی آن در تمام نیمکرهٔ جنوبی، به استثنای جنوبگان امروزی، دیده شده است. این یخبندان، ادامه شرایطی است که در اواخر دورهٔ کربونیفر به وجود آمد و آن را یخبندان پرمو ـ کربونیفر می‌نامند. عصر یخبندان در این دوره گاه از مرزهای استوا نیز می‌گذشت.

در نیمکرهٔ شمالی، آثار یخبندان دیده نمی‌شود، برعکس، شواهدی حاکی از سیطره اقلیم خشک موجود است که نشان می‌دهد گاه حتی تا محدودهٔ قطب شمال هم بسیار گرم بوده است.

تبخیر شدید دریاچه‌ها به ایجاد تشکیلات رسوبی وسیع پتاس در بسیاری از مناطق زمین منجر شده است.

مزوزوئیک

ترياسيک: از حدود ۲۳۰ میلیون سال تا ۱۸۰ میلیون سال قبل (۵۰ میلیون سال). ازجمله مشخصات آن، خشکی و گرما در قسمتهای وسیعی از نیمکرهٔ شمالی و جنوبی است که باعث ایجاد استپها و کویرها و نیز معادن گستردهٔ نمک شده است. شواهد مختلف نشان می‌دهد که دما حتی در قطب شمال هم زیاد بوده، اما در اواخر این دوره هوا رو به سردی گذاشته و مرطوبتر شده است.

ژوراسیک: از حدود ۱۸۰ میلیون سال تا ۱۳۵ میلیون سال قبل (۴۵ میلیون سال). در مجموع، اقلیم گرمتر از امروز بوده، اما در آغاز این دوره، گرما چندان زیاد نبوده است، بلکه اقلیمی نسبتاً سرد و مرطوب غلبه داشته که پس از مدتی رو به خشکی رفته است.

در آغاز این دوره، با توجه به تنوع نباتات در قطبهای زمین، به نظر می‌رسد نوسانهای شدید حرارتی وجود نداشته، اما بتدریج دامنهٔ این نوسانها افزایش یافته است.

نبود رخساره‌های مرجانی در بخشهای شمالی کرهٔ زمین نشانهٔ استیلای اقلیم سرد در اواخر این دوره است.

کرتاسه: از حدود ۱۳۵ میلیون سال تا ۷۰ میلیون سال قبل (۶۵ میلیون سال). بخشهای وسیعی از سطح کرهٔ زمین گرم و قسمتهایی از آن مرطوب بوده است.

جریانهای اقیانوسی (نظیر گلف‌استریم و اگول‌هاس) برقرار شده بود.

مناطق خشک تقریباً موقعیت امروزی خود را داشته‌اند؛ به همین دلیل، توزیع کمربندهای اقلیمی سه گانهٔ گرم و مرطوب، خشک و معتدل وجود داشته است.

در طول این دوره، دما و خشکی بتدریج افزایش یافت، اما ابعاد آن به اندازهٔ دورهٔ ژوراسیک نرسید.

سنوزوئیک

ترشیاری

پالئوسن و ائوسن: از حدود ۷۰ میلیون سال تا ۴۰ میلیون سال قبل (۳۰ میلیون سال). از آغاز این دوره (پالئوسن) تا پایان ائوسن اقلیمی یکنواخت و گرم بر زمین حاکم بوده است؛ با این حال، وجود یخچالهایی در آن در رشته کوههای راکی، در امریکای شمالی، گزارش شده است.

الیگوسن: از حدود ۴۰ میلیون سال تا ۲۵ میلیون سال قبل (۱۵ میلیون سال). در این دوره، آب و هوای گرم و معتدل و در بعضی نواحی اقلیم خشک با دوره‌ای از زمستانهای سرد غلبه داشته است.

به طور کلی، در اوایل دوران سوم (پالئوسن، ائوسن و الیگوسن)، وسعت منطقهٔ گرم تا عرضهای جغرافیایی ۴۰ـ۵۰ درجه می‌رسیده است دو منطقهٔ معتدل نیز وجود داشته که پوشش درختی آنها به قطبهای زمین می‌رسیده است. (به شکل ۳ـ۱۰ توجه کنید).

میوسن: از حدود ۲۵ میلیون سال تا ۱۱ میلیون سال قبل (۱۴ میلیون سال). در این دوره، تشدید سرما محسوس است؛ با وجود این، بویژه در اروپا، اقلیمی گرمتر وجود داشته است. اروپا گهگاه شاهد اقلیمی خشکتر از امروز بوده است.

پلیوسن: از حدود ۱۱ میلیون سال تا ۱ میلیون سال قبل (۱۰ میلیون سال). در این مدت، آب و هوا کمابیش مانند امروز و شاید کمی گرمتر بوده است. به طور کلی در مناطقی که امروزه مرطوب به شمار می‌آیند، حتی از دوره قبل از پلئیستوسن، بارش کافی وجود داشته و مناطق خشک از همان دوره کمبود باران داشته است.

کمربند مناطق خشک در این زمان می‌بایست گسترش بیشتری به طرف قطب داشته باشد.

کواترنر

پلئیستوسن: از حدود ۱ میلیون سال تا ۱۱ هزار سال قبل (۹۸۹ هزار سال). چهار دورهٔ

یخچالی و بین‌یخچالی معرف تحولات عظیم اقلیمی این زمانند؛ در نتیجه، سطح آب دریاها بتناوب بالا و پایین می‌رفته، رودها تغییر مسیر داده و درنهایت زمین چهرهٔ کنونی خود را پیدا کرده است.

هولوسن: از حدود ۱۱ هزار سال قبل تا امروز (*۱۱ هزار سال*). پسروی یخچالها و بالا آمدن آب اقیانوسها همراه با نوسانات اقلیمی معرف این دوره است.

۷ـ۱۰ علت تغییرات اقلیمی

بررسی اقلیم دیرینه زمین و ترسیم تصویری صحیح از روند تحولات آن کاری بس مشکل می‌نماید، اما آگاهی از علت تغییرات اقلیم و استنتاجی منطقی از تأثیر عامل یا عوامل مؤثر در چگونگی پیدایش آنها پیچیده‌تر است. شاید به همین علت است که تاکنون هیچ نظریه‌ای ارائه نشده است که بتواند این پدیده‌ها را با قاطعیت و به صورتی جامع توجیه کند، بلکه هر یک از نظریات موجود بخشی از این مسأله را تبیین می‌کنند.

در بررسی علت تغییرات اقلیمی، اساساً به دو عامل توجه بسیار کرده‌اند: اول *عامل زمینی* (پدیده‌های رخ‌دهنده در درون زمین یا در سطح زمین، تغییرات مقدار نمک آب اقیانوسها[1]، تغییرات اتمسفری، سرگردانی قطبها و رانه یا جابه‌جایی قاره‌ای و دوم *عامل کیهانی* (تغییر مدار زمین، جذب انرژی به وسیله ذرات و غبارهای کیهانی و سرانجام تغییرات ابتدایی انرژی تابشی خورشید).[2]

شرهاگ (۱۹۷۵) این عوامل را در چهار گروه اصلی قرار داده است: ۱) فرایندهای خورشیدی؛ ۲) تأثیر فضای بین‌ستاره‌ای و بین‌سیاره‌ای؛ ۳) نوسانهای مدار زمین؛ ۴) فرایندهای زمینی.

علل کیهانی

مهمترین علل کیهانی در تغییرات اقلیمی زمین، تغییرات در انرژی گسیل شده از خورشید و نوسانهای مدار زمین به شمار می‌روند.

---

۱. هر چه آب شورتر باشد، زودتر یخ می‌بندد، به طوری که ۳/۵ درصد شوری کنونی دریاها، سبب ۲ درجه سلسیوس کاهش نقطهٔ انجماد این آبها نسبت به آب شیرین می‌شود. همچنین مقدار نمک بر نحوهٔ حرکت آبها و جریانهای اقیانوسی که از عوامل عمدهٔ توزیع انرژی و دما هستند اثر می‌گذارد.

۲. منظور تغییرات حاصل در انرژی تابش خورشید، پیش از رسیدن آن به سطح زمین است.

۱. تغییرات درانرژی تابشی خورشید. تغییرات ناگهانی در انرژی تابشی خورشید با طغیانهای گاه و بی‌گاه در خورشید همراهند. در اینگونه مواقع، مقدار تابش ماورای بنفش، طی چند دقیقه تا نیم ساعت، به هزاران برابر مقادیر معمول آن می‌رسد و همزمان با تابش مزبور، تابشهای ذره‌ای (پرتوهای کیهانی) نیز گسیل می‌شود که طی یکی دو روز به محدودهٔ سیّاره زمین می‌رسد و میدان مغناطیسی زمین آن را منحرف می‌کند. ذرات مزبور در ارتفاع حدود ۲ هزار کیلومتری از قطب مغناطیسی زمین «نورهای قطبی» را به وجود می‌آورند. این ذرات گاهی گرمای شدید ایجاد می‌کنند که تأثیر آن تا سطوح زیری مزوسفر مشاهده می‌شود و از این طریق تظاهرات اتمسفری تروپوسفر را متأثر می‌کنند. شکی نیست که انرژی گسیل‌شده از خورشید، در طول تاریخ زمین، بدفعات دستخوش چنین تغییراتی بوده است.

۲. نوسانهای مدار زمین. مدار زمین نیز نوسانهای منظمی دارد که خود عاملی مهم در بروز تغییرات و دگرگونیهای منظم اقلیمی به شمار می‌آید. عمده‌ترین نوسانهای یادشده عبارتند از خروج از مرکز[۱]، تقدیم[۲] و انحراف دایرةالبروج[۳].

تغییرات در انحراف دایرةالبروج. به نظر شرهاگ، بیشترین تأثیر تغییر اقلیمی را تغییرات انحراف دایرةالبروج ایجاد می‌کند که دورهٔ آن ۴۰ هزار ساله است و بین ۲۴ درجه و ۳۶ دقیقه تا ۲۲ درجه و ۵۹ دقیقه تغییر می‌کند. این انحراف در سال ۱۹۵۸ معادل ۲۳ درجه و ۲۶ دقیقه و ۴۱/۱ ثانیه و در ۱۰۰۰ سال قبل بیش از ۱ درجه بیشتر از امروز بوده است. محاسبات نشان می‌دهد که در حال حاضر، انحراف مزبور سالانه ۰/۴۶۸۴ ثانیه کم می‌شود و در ۲۰ هزار سال آینده به حداقل می‌رسد. با تغییر انحراف دایرةالبروج، موقعیت مدارهای رجعت و قطبی و همراه با آنها طول فصول نیز تغییر

---

۱. منظور از خروج از مرکز (e) مدار بیضی‌شکل زمین در حرکت سالانهٔ این سیاره به دور خورشید است که با نسبت فاصله بین کانونها (c) به قطر بزرگ (a) بیضی تعریف می‌شود ($e=\frac{c}{a}$). هر اندازه e بیشتر باشد، بیضی کشیده‌تر، و در صورت عکس، شکل بیضی به دایره نزدیکتر است.

۲. منظور از تقدیم دوران محور زمین است که بر اثر نیروی گرانش، مانند فرفره‌ای دوّار، سطحی مخروطی را در فضا می‌پیماید. یک دوران کامل محور زمین حدود ۸۰۰ , ۲۵ سال طول می‌کشد.

۳. منظور از انحراف دایرةالبروج زاویهٔ مسیری است که خورشید در حرکت ظاهری سالانهٔ خود به دور زمین، با استوای سماوی (فصل مشترک سطح استوای زمین با کره فرضی آسمان) ایجاد می‌کند. پدیدهٔ تقدیم ناشی از سیارات سبب می‌شود میزان تمایل دایرةالبروج نیز ثابت نماند. میانگین تمایل دایرةالبروج، در حال حاضر، ۲۳ درجه و ۲۷ دقیقه است.

می‌کند. افزایش انحراف در مورد عرضهای جغرافیایی بالا با افزایش تابش تابستانی و کاهش تابش زمستانی همراه است و این امر باعث کاهش اختلافات منطقه‌ای انرژی در سطح کرهٔ زمین می‌شود، در حالی که کاهش انحراف دایرةالبروج باعث کاهش انرژی خورشید، مخصوصاً در تابستان مناطق قطبی، و در نتیجه گسترش یخچالها خواهد شد. از آنجا که برف تابش خورشیدی را تقریباً به طور کامل باز می‌تاباند، نقش مولد سرما را ایفا می‌کند، به طوری که هرگاه یخبندانی شروع شود، به طور فزاینده‌ای گسترش می‌یابد.

تأثیر تقدیم. گرچه تأثیر تقدیم چندان زیاد نیست، نمی‌توان آن را کاملاً نادیده گرفت. می‌دانیم که در حال حاضر، با توجه به مدار بیضوی زمین به دور خورشید، این سیّاره در اوایل دی‌ماه به خورشید نزدیکتر است (حضیض زمین)؛ بنابراین، زمستان نیمکرهٔ شمالی که در آن شدت تابش خورشیدی بیشتر است کوتاهتر و تابستان آن که با شدت کمتر تابش خورشیدی همراه است طولانی‌تر است. بدیهی است مجموع اشعه دریافتی از خورشید در طول یک سال، در نتیجهٔ تقدیم تغییر نمی‌کند، بلکه «اختلافات فصلی» در دو نیمکره دستخوش تغییر می‌شود. با این حال ممکن است تغییرات دما حاصل شود.

خروج از مرکز مدار زمین. نظریه‌ای را که برای توجیه دوره‌های یخچالی به تغییر مدار حرکت زمین اشاره دارد، اولین بار کوپن و سپس وگنر[1] و اسپیتالر[2] بیان کردند و سرانجام میلانکویچ (۱۹۳۰) به طور جدی‌تری به آن پرداخت.

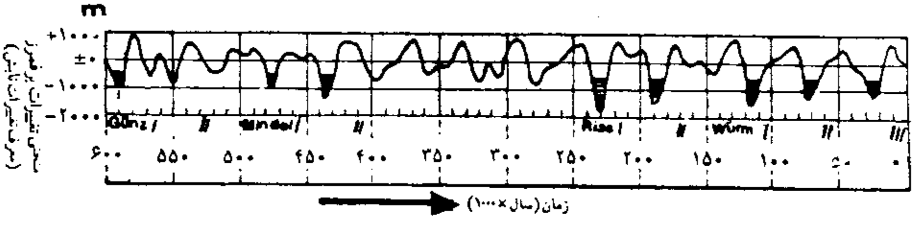
براساس این نظریه، وجود دوره‌های سرد بازتاب تأثیراتی است که از تلفیق تغییرات مدار حرکت زمین با توجه به نیروی گرانش خورشید، ماه و سایر اجرام آسمانی حاصل می‌شود. در این روند، براثر مجموعه تأثیرات اجرام سماوی، بخصوص دیگر سیارات منظومه شمسی طی دوره‌ای ۹۲ هزار ساله مدار بیضی‌شکل زمین به دور خورشید تغییر می‌کند. محاسبات بلوتگن نشان می‌دهد که خروج از مرکز مدار زمین، هنگامی که به حداکثر می‌رسد، با ۳۰ـ۳۲ درصد نوسان در شدت تابش خورشید نسبت به حالت متعارف همراه است.

در زمستانهای طولانی‌تر برف بیشتری می‌بارد و در تابستانهای کوتاهتر تابش بیشتری بازمی‌تابد و هرز انرژی بیشتری در معادلهٔ بیلان به حساب می‌آید. این اختلاف

---
1. Wegener 2. Spitaler

آنگاه اوج می‌گیرد که خروج از مرکز مدار زمین به حداکثر مقدار خود برسد (مدار زمین کشیده‌تر شود). در حال حاضر، مقدار خروج از مرکز زمین ۰/۰۱۶۷ است که در طی ۸ هزار سال آینده به حداقل خود می‌رسد؛ یعنی به صفر نزدیک می‌شود. سپس مجدداً مقدار آن افزایش می‌یابد و در ۵۴ هزار سال آینده به حداکثر خود که ۰/۰۶۷۷ است نزدیک می‌شود.

بنابراین، تغییر در موقعیت خورشید ـ زمین باعث تغییر در دریافت انرژی خورشیدی می‌شود. اختلاف حاصل در طی دورهٔ نوسان هر کدام از پدیده‌های یادشده و ترکیب آنها که به مدار زمین بستگی دارد، ممکن است بر مقدار گرمایی که از خورشید دریافت می‌شود تأثیر داشته باشد و در نتیجه دمای زمین را بتناوب بالا و پایین ببرد. میلانکویچ معتقد است که چنین تناوبی در هر ۴۰ هزار سال رخ می‌دهد. وی با بررسی آمار نجومی به محاسبهٔ تابش در ۶۰۰ هزار سال گذشته پرداخت و به این نتیجه رسید که نیمکره شمالی (از حوالی مدار قطبی به بالا) در طول تابستانهای حدود ۲۵، ۷۵ و ۱۲۰ هزار سال قبل حداقل تابش خورشیدی را دریافت کرده است. میلانکویچ این امر را در بروز عصرهای یخبندان تعیین‌کننده می‌داند و سه حداقل تابش تابستانی یادشده را با سه عصر یخبندان گذشته مطابق می‌بیند و آنها را یخبندانهای وورم ۱، ۲ و ۳ نامیده است. وی همچنین با مطالعهٔ تغییرات برفمرز در عرضهای شمالی ـ با توجه به مقدار انرژی دریافتی در دوره‌های مختلف ـ نتیجه گرفته است که یخبندانهای ریس، میندل و گونتز که پیشروی دوره‌های مستقل و جداگانه هر کدام از آنها نیز (مانند دوره‌های مستقل وورم) متناسب با نوسان انحراف دایرةالبروج در دوره‌های ۴۰ هزار ساله است، باید در ۲۰۰، ۴۵۰ و ۶۰۰ هزار سال قبل به وقوع پیوسته باشد. مطالعات میلانکویچ را ولداشتد تعقیب کرد که حاصل آن را در شکل ۷ـ۱۰ می‌بینیم.



شکل ۷ـ۱۰ تغییرات برفمرز برای مناطق قطبی نیمکرهٔ شمالی (ولداشتد، ۱۹۵۴)

نظریهٔ میلانکویچ، با همه اهمیتی که دارد، هرگز زمین‌شناسان را قانع نکرد. این امر بیشتر به دلیل آن بود که براساس نظریهٔ وی، عصرهای یخبندان در دو نیمکرهٔ شمالی و جنوبی در زمانهای مختلفی به وقوع پیوسته بودند، حال آنکه این امر هنوز ثابت نشده است.

علل زمینی

در طول دورانهای زمین‌شناسی، سطح زمین به تحولات عظیمی از لحاظ توزیع آب و خشکی، کوهزایی و برخاست پوسته (به ترتیب در مواقع پیشروی و پسروی یخچالها) تغییر موقعیت قطبها (سرگردانی قطبی) و سرانجام جدایی و جابه جایی قاره‌ای دچار شده است. کدر شدن کلی اتمسفر به وسیله خاکستر آتشفشانها به هنگام فعالیتهای کوهزایی و رابطهٔ آن با کاهش انرژی خورشید ممکن است نقش مهمی در ایجاد یا تسریع دوره‌های یخبندان گذشته داشته باشد.

در این زمینه، نظریهٔ رانه قاره‌ای[1]، دست‌کم برای زمین‌شناسان، بسیار معتبر است. براساس این نظریه که آن را نخست آلفرد وگنر، زمین‌شناس و هواشناس آلمانی، در سال ۱۹۱۲ به شکلی اساسی مطرح کرد، قاره‌ها و خشکیهای متعدد کنونی، در ابتدا به یکدیگر پیوسته بوده و سرزمین واحدی را تشکیل می‌داده‌اند؛ به عبارت دیگر، روزگاری فقط یک قارهٔ عظیم (پانگه‌آ)[2] و یک اقیانوس سراسری (پانتالسا) در زمین وجود داشت که به دلایلی از هم گسیخته و به قطعات کوچک تقسیم شد. این قطعات بتدریج از یکدیگر دور شدند و به موقعیت امروزی خود سیّاره زمین رسیدند. وگنر برای تبیین فرضیهٔ خود چهار دلیل عمده عرضه کرده است:

۱. وجود آثاری از یخچالهای ماقبل تاریخ در سرزمینهای افریقای جنوبی، هند، استرالیا و بخشهایی از امریکای جنوبی، حاکی از استقرار احتمالی خشکیهای مزبور در حوالی قطب جنوب است.

۲. شباهت زیاد سواحل غربی و شرق اقیانوس اطلس و قابلیت جفت و جور شدن سواحل غربی اروپا و افریقا با کرانه‌های شرقی امریکای شمالی و جنوبی.

---

1. Theory of Continental Drift

2. Pangea

۳. هماهنگی در ساختارهای زمین‌شناسی کنارهٔ سواحل غربی و شرقی اقیانوس اطلس.

۴. وجود رگه‌های زغال‌سنگ در قاره‌های اروپا و امریکای شمالی و نواحی مشرف به قطب شمال که وگنر آنها را نشانهٔ استیلای اقلیم حارّه‌ای بر مناطق مزبور در زمانهای دیرین می‌داند.

در اثبات و تأیید نظر وگنر، بسیاری از زمین‌شناسان از کنار هم چیدن سرزمینها ابرقاره‌ای به نام گندوانا[1] را که به نظر آنها در اواخر کامبرین وجود داشته است بازسازی کرده‌اند. این دسته از زمین‌شناسان، برخلاف خود وگنر که به وجود یک ابرقاره (پانگه‌آ) اعتقاد داشت، معتقد به وجود دو ابرقاره گندوانا و لوراسیا هستند. موجودیت ابرقاره گندوانا به گواهی آثاری که در نواحی مدیترانه، هیمالیا و امریکای مرکزی به دست آمده تأیید شده است (پیترکترمول و پاتریک مور، ۱۹۸۵).

همچنین منحنی سرگردانی قطبی[2] مسیر حرکت قاره‌ها را در حد فاصل پیش از کامبرین تا عصرهای اخیر زمین‌شناسی نشان می‌دهد. مدارک موجود دال بر این است که در ۱۶۵ میلیون سال قبل، اقیانوس اطلس وجود نداشته است و اروپا و امریکای شمالی به هم پیوسته بوده‌اند.

براساس فرضیه رانه قاره‌ای که امروزه نه به عنوان یک فرضیه، بلکه به صورت یک نظریه مورد قبول صاحبنظران است، سنگکره (لیتوسفر) زمین از چند ورقه تشکیل شده که قاره‌ها بر آن واقعند و روی گوشتهٔ زمین شناورند و درنتیجه، به‌مرور، در طی دوران زمین‌شناسی جابه‌جا شده‌اند. عامل اصلی این رانش و جابه‌جایی ورقه‌های مزبور را جریانهای همرفتی مواد گداخته (ماگما) در قسمت بالایی گوشتهٔ زمین می‌دانند.

اگرچه مکانیسم رانش قاره‌ها، در موقعیت کلی زمین در فضا تغییری به وجود

---

1. Gondwana Land

۲. Polar Wandering: تحقیقات «دیرینهٔ مغناطیس» که به بررسی آثار مغناطیسی فسیل‌شده در سنگها، در ادوار گذشته، می‌پردازد نشان می‌دهند که قطبهای مغناطیسی زمین همواره در موقعیت کنونی خویش قرار نداشته و جابه جا شده‌اند (سرگردانی قطبی). همچنین از این خاصیت استنباط شده است که نه تنها قاره‌ها نسبت به قطبهای مغناطیسی حرکت کرده‌اند، بلکه نسبت به هم نیز جابه جا شده‌اند. پدیدهٔ مزبور ظاهراً بازتاب جنبشهای درونی قشر درونی زمین است.

نمی‌آورد، قاره‌ها را در طول زمان، در طوقه‌های متفاوت اقلیم تابشی قرار می‌دهد؛ برای مثال، اگر قاره‌ای به موازات مدارهای جغرافیایی جابه‌جا شود، در تابش دریافتی آن تغییری حاصل نمی‌شود، اما اگر در جهت نصف‌النهارها جابه جا شود، عرض جغرافیایی آن قاره تغییر می‌کند که حاصل آن، تغییر در میزان دریافت انرژی تابشی و در نتیجه تغییر شرایط اقلیمی است.

بی‌شک، با نظریه رانه قاره‌ای می‌توان جابه‌جایی کمربندهای اقلیمی قاره‌ها را طی زمانهای زمین‌شناسی دور، تا حدود زیادی توجیه کرد؛ برای مثال، سنگواره‌هایی که در امریکا و گرینلند به دست آمده گواه بر این است که در طی دوره سیلورین، سرزمین گرینلند آب و هوای حارّه‌ای یا گرمسیری داشته، در حالی که قارهٔ افریقا در یخبندان به سر می‌برده است (پیتر کترمول و پاتریک مور، ۱۹۸۵).

نتیجه گیری

با توجه به فرضیه‌های موجود و عوامل پیچیده‌ای که در مکانیسم تغییرات آب و هوایی گذشته سهیم بوده‌اند و در نتیجه، فرضیه‌های متنوع و متفاوتی که برای توجیه چگونگی تغییرات اقلیمی عرضه شده است، می‌توان دریافت که توجیه این تغییرات با تکیه بر یک نظریه خاص امکانپذیر نیست. به نظر بسیاری از پژوهشگران، تحولات اقلیمی گذشته محصول تأثیر متقابل عوامل گوناگونی بوده‌اند که در گذر زمان، روندهایی کاملاً متفاوت داشته‌اند. از این‌رو، پیش‌بینی تحولات و تغییرات اقلیمی آینده، دست‌کم در حال حاضر، عملاً امکانپذیر نیست. دو نظر متضاد زیر در طیف متنوع نظرها و نظریه‌های موجود این نکته را ثابت می‌کنند.

۱. با توجه به ارقام نجومی، وقوع یک یخبندان طی ۲۰ هزار سال آینده غیرممکن است (کوپن، ۱۹۳۱).

۲. طی چند هزار سال آینده، بار دیگر یخبندان آلپ و نروژ را فرامی‌گیرد (بروکس، ۱۹۷۴).

۸ـ۱۰ تأثیرپذیری اقلیم از انسان

در سالهای اخیر، دنیای علم و مجامع عمومی جهان در برابر این سؤال جدی قرار

گرفته‌اند که میزان تأثیر فعالیتهای انسان در اقلیم چقدر است. مثلاً از مدتها قبل می‌دانیم که قطع درختان، احداث سدهای بزرگ آبیاری، خشکانیدن باتلاقها و سرانجام گسترش مناطق مسکونی باعث تغییر اقلیم در مقیاس محلی و موضعی می‌شود، اما تازه متوجه شده‌ایم که بر اثر فعالیتهای مختلف انسانی، خطر تغییرات اقلیمی در مقیاس سیّاره‌ای هم ممکن است وجود داشته باشد. اصولاً منظور از این خطر، خطری است که از افزایش گازکربنیک به وجود می‌آید.

در فصل مربوط به تابش اشاره کردیم که یکی از ویژگیهای مهم اتمسفر تأثیر گلخانه‌ای آن است. جوّ، مانند شیشه، تابش موج کوتاه و مرئی را تقریباً بدون حذف از خود عبور می‌دهد، اما امواج بلند گرمایی را که از زمین گسیل می‌شود جذب و بخشی از آن را به صورت تابش برگشتی به زمین برمی‌گرداند و باعث گرمای آن می‌شود. در این پدیده، بخار آب و گازکربنیک نقشی اساسی دارند.

گازکربنیک، در طیفی وسیع و به صور مختلف (به صورت جرم زیستی یا بیوماس ـ مثلاً در ترکیب و ساختار درختان جنگلی و مردابها ـ و نیز همراه با بعضی رسوبات و نهشته‌ها ـ گازطبیعی، نفت و زغال‌سنگ) در زمین موجود است، اما تنها موجودی آن در جوّ زمین است که با تأثیر در بیلان تابشی خورشید به صورت تأثیر گلخانه‌ای در روند تغییرات اقلیمی نقش مهمی ایفا می‌کند.

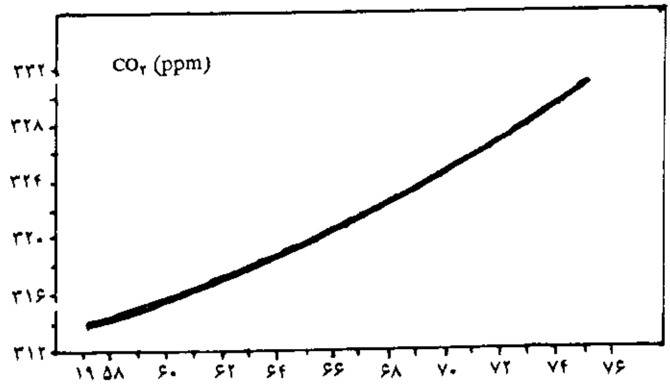
گازکربنیک از دورانهای گذشته به شکل زغال‌سنگ، گاز و نفت در زمین ذخیره شده است. وجود این ذخایر، خود دلیلی بر غلظت بیشتر گاز مزبور در جوّ روزگاران گذشته است که به معنی تأثیر گلخانه‌ای شدیدتر و وجود گرمای بیشتر در آن دوره‌هاست.

امروزه این روند در حال برگشت است؛ بدین‌معنی که با مصرف فزاینده سوختهای فسیلی در صنایع و مصارف خانگی، پیوسته مقدار زیادی گازکربنیک در جو رها می‌شود. در حقیقت، فرایندی که طبیعت طی میلیونها سال انجام داده است، انسان ظرف چند صد سال انجام می‌دهد.

سنجش مستقیم میزان گازکربنیک جوّ از اوایل ۱۹۵۷ در ایستگاه مونالوا[1] در هاوایی (که در معرض تأثیر فعالیتهای صنعتی قرار ندارد) تغییرات افزایشی این گاز را نشان می‌دهد (شکل ۸ـ۱۰).

---

1. Mouna-Loa



شکل ۸ـ۱۰ تغییرات میزان گازکربنیک جوّ از ۱۹۵۷ـ۱۹۷۵ (کلینگ[1]، ۱۹۸۵)

ملاحظه می‌شود که میزان گازکربنیک جوّ در ۱۹۵۷ حدود ۳۱۴ قسمت در میلیون (ppm) بوده است، در حالی که طی حدود ۲۰ سال، مقدار آن به ۳۳۰ ppm رسیده است. احتمالاً مقدار گازکربنیک جوّ در قرن گذشته ۲۹۰ ppm، یعنی ۰/۰۲۹ درصد حجمی بوده است. برحسب تخمین مالبرگ[2] (۱۹۸۵)، سوخت مواد فسیلی، از ۱۸۵۰ تا کنون، حدود 140×10^9 تن گازکربنیک وارد جوّ زمین کرده است و در حال حاضر، افزایش سالانهٔ آن رقمی در حدود 5×10^9 تن است.

البته مقداری از این گاز را اقیانوسها جذب می‌کنند، اما باید توجه داشت که قدرت جذب اقیانوس محدود است؛ بنابراین می‌توان تصور کرد که با اشباع شدن آب اقیانوس از این گاز، روند افزایش مقدار گازکربنیک جوّ شتابی قابل ملاحظه بیابد.

برای آگاهی از میزان تغییر احتمالی اقلیم، مدلهای بسیاری از فرایندهای فیزیکی و شیمیایی در جوّ، با توجه به رابطهٔ متقابل جوّ با آب اقیانوسها، پوشش گیاهی، پهنه‌های یخ و برف لازم است. نظر به محاسباتی که تا کنون انجام گرفته است، می‌دانیم که با دو برابر شدن میزان گازکربنیک موجود (۳۰۰ـ۶۰۰ ppm)، دمای سطح زمین ۳ـ۵ درجهٔ سلسیوس افزایش خواهد یافت؛ در عین حال، رطوبت جوّ و میزان بارندگی رو به فزونی خواهد رفت و در حالی که تغییرات اقلیمی در عرضهای جغرافیایی پایین چندان زیاد نخواهد بود، در عرضهای بالا، به دلیل کاهش میزان آلبدو، شدیدترین تغییرات اقلیمی پدید خواهد آمد.

---

1. Keeling
2. Malberg

بنابر اظهارنظر کارشناسان سازمان محیط‌زیست امریکا، روند تأثیر گلخانه‌ای زمین در دهه ۱۹۹۰ شدیدتر از گذشته شده است و این روند تا قرن ۲۱ ادامه می‌یابد، به طوری که دمای سطح کرهٔ زمین تا سال ۲۰۴۰ به طور متوسط ۲ درجه سلسیوس و تا سال ۲۱۰۰ حدود ۵ درجه سلسیوس افزایش می‌یابد. از آنجا که افزایش دما در مناطق قطبی می‌تواند بیش از دو برابر میانگین یادشده باشد، پهنه‌های یخ در ابعادی وسیع ذوب خواهد شد که خود با افزایش سطح آب اقیانوسها، به اندازهٔ یکی دو متر، همراه خواهد بود و این پدیده بسیاری از کرانه‌های ساحلی را به زیر آب خواهد کشید.

تغییرات اقلیمی بسیار متنوع محلی ممکن است توزیع کشت و سیستمهای کشاورزی را کاملاً درهم بریزد. در دنیایی که فضای زندگی انسانها در آن تثبیت شده است و امکان مهاجرت و جابه جایی وسیع همچون گذشته وجود ندارد، نوسانها و تغییرات اقلیمی، حتی اگر جنبه‌های منفی تغییر اقلیم در یک منطقه بتواند با جنبه‌های مثبت آن در منطقه‌ای دیگر برابری کند، باعث ایجاد مسائل و مصایب بغرنج و پیچیده‌ای خواهدشد.

تنها با هشیاری و کنترل و اجرای طرحهای جامع توأم با برنامه‌ریزیهای دقیق و صحیح و سرانجام مشارکت همه مردم جهان می‌توان از ابعاد اینگونه ضایعات کاست و به آیندهٔ زمین امید داشت.

جمعبندی

گرچه اقلیم پدیده‌ای ثابت به نظر می‌رسد، مطالعه گذشته زمین نشان می‌دهد که شرایط آب و هوا، همراه با سایر تحولات درونی و بیرونی کرهٔ زمین، پیوسته دستخوش تغییر قرار گرفته و دوره‌های سرد و گرم یا خشک و مرطوب، مکرر جای یکدیگر را گرفته‌اند. نوسانهای اقلیمی، حتی در ۲۰۰ سال اخیر که به آمارهای هواشناسی دسترسی داشته‌ایم، در پاره‌ای از مناطق سطح کرهٔ زمین کاملاً محسوس بوده است.

شاخه‌ای از اقلیم‌شناسی را که به مطالعهٔ وضعیت اقلیم گذشتهٔ زمین می‌پردازد، دیرینه اقلیم‌شناسی می‌نامند. روش مطالعه در دیرینه اقلیم‌شناسی کشف و شناخت آثاری است که روند تغییرات اقلیمی از گذشته‌های دور به جا گذاشته است. بدیهی است مطالعهٔ تظاهرات آب و هوا در زمان حال، در تحلیل صحیح این شواهد نقشی اساسی دارد.

شواهد اقلیمی را براساس ویژگیهایشان به سه گروه زیست‌شناختی، سنگ‌شناختی و ریخت‌شناختی تقسیم می‌کنند. از شواهد زیست‌شناختی با توجه به نزدیکی

سیستماتیک که بین انواع نباتات و حیوانات وجود دارد و همچنین شناختی که امروزه از شرایط زیست‌محیطی و فیزیولوژیک جانداران در دست داریم استفاده می‌شود. از مطالعهٔ شواهد سنگ‌شناختی، نحوهٔ جریانهای فرسایشی و شرایط رسوبگذاری در دوره‌های گذشته مشخص می‌شود که خود بیانگر شرایط اقلیمی در گذشته است. سرانجام، شواهد ریخت‌شناختی تأثیر بعضی عناصر اقلیمی را در پاره‌ای از تظاهراتی که می‌توانند معرف شرایط اقلیم زمان خود باشند مورد بررسی قرار می‌دهد.

مطالعهٔ اقلیم در دورانهای گذشته حاکی از این است که حتی قبل از دوران اول، یک سلسله عصر یخبندان وجود داشته است که آثار آن در افریقای جنوبی و امریکای شمالی به دست آمده است. وجود یخبندان در دورهٔ گذار از پره‌کامبرین به کامبرین مطمئن و قطعی است که به نام یخبندان ائوکامبرین مشهور است. آثار این یخبندان در بخشهای وسیعی از سطح کرهٔ زمین، به استثنای امریکای جنوبی و قطب جنوب، پیدا شده است که از اقلیم سرد و پرباران دورهٔ مزبور حکایت می‌کند.

تصویر اقلیم در پالئوزوئیک، به دلیل فراوانی یافته‌های حیوانی و گیاهی، روشنتر و دقیقتر است و نشانه‌هایی از یخبندان وسیع در نیمکرهٔ جنوبی به دست می‌دهد که بویژه برای دورهٔ گذار از کربونیفر به پرمین کاملاً صادق است. در این دوره، مناطقی که امروزه از یکدیگر فاصلهٔ زیادی دارند (شمال افریقا، هند، استرالیا و برزیل جنوبی) از یخ پوشیده بوده‌اند و اقلیم حاره‌ای جنگلهای بارانی در اروپای مرکزی و امریکا سیطره داشته است. ظاهراً موقعیت خشکیها و قاره‌ها در آن روزگار طوری بوده است که قطب جنوب در جنوب افریقا و قطب شمال در بخش شمالی اقیانوس آرام قرار داشته و استوا از اروپای مرکزی و امریکا می‌گذشته است. مناطق پوشیده از یخ هم‌مرز بوده و پهنه‌های وسیعی را اشغال می‌کرده است.

در دوره‌های بعد، تا دوران سوم، قطبها و همراه با آنها مناطق اقلیمی به موقعیت امروزی خود رسیدند؛ به عبارت دیگر، تحولاتی اساسی در وضع آب و هوا پیش آمد. دوران سوم کاملاً گرم و فاقد دوره‌های یخبندان بوده است، اما در اواخر آن، دما بتدریج کاهش یافت تا آنجا که به ایجاد یخچالهای کواترنر انجامید.

کواترنر که با شرایط طبیعی بسیار ناپایدار و تحولات عظیم اقلیمی همراه بوده است، دورهٔ ظهور انسان تلقی می‌شود. در این مدت، آب و هوا بتناوب تغییر کرده و دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی متعددی به وجود آمده است. این دوران را به دو دوره

پلئیستوسن و هولوسن (دوره‌های یخچالی و بعد یخچالی) تقسیم می‌کنند. در پلئیستوسن چندین عصر یخبندان به وقوع پیوسته که هر کدام از آنها خود تعدادی یخبندان متوالی و مستقل از یکدیگر را شامل می‌شده است. از آنجا که تعداد این یخبندانها در مناطق وسیع یخچالی، مانند امریکای شمالی، اروپا و آلپ، یکسان نبوده است. هماهنگی لازم تنها بین یخچالهایی دیده می‌شود که به دوره‌های جدید تعلق دارند.

دوره‌های یخچالی را در اروپای شمالی الستر، ساله، وارته و ویستول و یخچالهای امریکایی شمالی را نبراسکا، کانزاس، ایلینویز و ویسکانسین نامیده‌اند. همچنین چهار دورهٔ یخبندان آلپ را به نام بعضی رودخانه‌های واقع در آن گونتز، میندل، ریس و وورم نامیده‌اند که تاریخ وقوع آنها به ترتیب ۷۵، ۲۰۰، ۴۵۰ و ۶۰۰ هزار سال قبل است.

به طور کلی، نظر اقلیم‌شناسان درباره شرایط حرارتی در دوره سرد پلئیستوسن هماهنگ نیست، گرچه بررسیهای متعددی برای تبیین شرایط گردش عمومی هوا در آن دوره‌ها و مقایسه آن با سیستمهای سینوپتیک غالب امروزی انجام شده است.

مطالعهٔ شواهد اقلیمی و رابطهٔ آنها با گردش عمومی هوا در حال حاضر نشان می‌دهد که اساس گردش مزبور از دوران سوم تا زمان حال حفظ شده است. حتی بعضی از اقلیم‌شناسان براین باورند که هیأت کلی گردش سیاره‌ای از دورانهای بسیار قدیمتر زمین‌شناسی تا به امروز یکسان باقی مانده است. بااین حال، شدت و توزیع سیستمهای فشار و درنتیجه موقعیت کمربندهای اقلیمی در زمانهای مختلف کاملاً متفاوت بوده است.

پسروی تدریجی یخبندان دوران چهارم از اواخر پلئیستوسن (تقریباً از ۲۰ هزار سال قبل) از حاشیهٔ جنوبی شمال اروپا با ذوب یخها آغاز شده و تا حدود ۶۵۰۰ سال قبل از میلاد ادامه داشته است. زمین در طول دورهٔ پس‌یخچالی دستخوش نوسانهای اقلیمی بسیاری واقع شده است، به طوری که بقایای یخچالها گهگاه پیشرویهای ضعیفی داشته و سپس عقب نشسته‌اند. این پسروی در آغاز قرن اخیر بسیار محسوس بوده است.

در حالی که طرح تصویر واقعی از اقلیمهای گذشته خالی از اشکال نیست، تشخیص علت (یا علتهای) این تغییرات مشکلتر به نظر می‌رسد. در جمعبندی نظریه‌هایی که تاکنون در این مورد ارائه شده است به نظر می‌رسد که بر دو عامل تکیه شده است: اول عامل زمینی (درون زمینی، سطح زمین، مقدار نمک در آب اقیانوسها، جوّ زمین، جابه جایی قطب و اشتقاق قاره‌ها) دوم عامل کیهانی (تغییر مدار زمین، جذب

انرژی به وسیله ذرات و غبارهای کیهانی و تغییرات ابتدایی در انرژی تابشی خورشید). از این‌رو، نظریهٔ رانه قاره‌ای، بویژه از دیدگاه زمین‌شناسی، اهمیت بسیار دارد.

کتابنامهٔ فصل

کترمول، پیتر و پاتریک مور؛ سرگذشت زمین؛ ترجمه عباس جعفری، گیتاشناسی، ۱۳۶۷.
اسدیان، خدیجه؛ *جغرافیای دیرینه*؛ انتشارات دانشگاه تهران، شماره ۱۶۰۸، ۱۳۵۶.

Brinkmann, R. (1954); *Abriss der Geologie.* Bd II. Stuttgart.

Brooks, C. E. (1947); *Climate Through The Ages.*

Flohn, H. (1952); *Allgemeine Atmospharische Zirkulation und Paläoklimatologie.* Geol. Rundschau.

Gellert, J. F. (1958); *Kurze Bemer Kungen Zur Klimazonierung der Erde.* Wiss. Z. Päd. Hochschule Potsdam.

Heyer, E. (1986); *Witterung und Klima Potsdam.*

Koppen, W. (1930); *Grundriss der Klimakunde;* Berlin.

Malberg. H. (1985); *Allgemeine Meteorolcgie und Klimatologie.*

Milankovich, M. (1930); *Mathematische Klimalehre. Hdb. d. Klimatologie.* Bd. 1. Berlin.

Montensen, H. (1952); *Heutiger Firnruckgang und Eiszeit Klima*; Erdkunde VI.

Poser, H. (1950); Zur *Pekonstruktion der Spätglazialen Luftdruckverhältnisse;* in Mittel und Westeuropa. auf Grund der Vorzeitichen Binneddünnen. Erdkunde.

Predtetschenskiy, P. P. (1950); *Die Dynamik des Klimas im Zusammenhang mit der Bedeutung der Sonnentatigkeit*; Observatori Bd. 10.

Sherhag, R. (1975); *Klimatologie*; Westermann-Verlag.

Schwartzbach, M. (1950); *Das Klima der Vorzeit;* Stuttgart.

Woldstedt, P. (1954); *Das Eiszeitalter;* Bd I Stuttgart.

پیوستها

۱. الف) تغییرات فشار، دما، جرم و نقطه جوش هوا با ارتفاع در جوّ استاندارد

ب) مقایسهٔ ماههای فرنگی و ایرانی

۲. جدول مقایسهٔ یکادها

۳. پاره‌ای از مشخصات کرهٔ زمین

۴. نقشه‌های هوا

۵. مقیاسها و ابزار سنجش عناصر و عوامل اقلیمی

۶. روشهای آماری در اقلیم‌شناسی

۷. توضیح لوحهای رنگی

پیوست ۱

الف) تغییرات فشار، دما، جرم و نقطهٔ جوش هوا با ارتفاع در جوّ استاندارد

ارتفاع از سطح دریا (متر)	فشار (میلیمتر) جیوه	فشار (هکتوپاسکال)	فشار (سانتیمتر) آب	دما (سلسیوس)	جرم (کیلوگرم/ مترمکعب)	نقطهٔ جوش (سلسیوس)
−۵۰۰	۸۰۶/۱۵	۱۰۷۴/۷۸	۱۰۹۶/۰	۱۸/۲	۱/۲۸۵	۱۰۱/۷
۰	۷۶۰/۰۰	۱۰۱۳/۲۵	۱۰۳۳/۲	۱۵/۰	۱/۲۲۵	۱۰۰/۰
۵۰۰	۷۱۶/۰۲	۹۵۴/۶۱	۹۷۳/۴	۱۱/۸	۱/۱۶۷	۹۸/۳
۱۰۰۰	۶۷۴/۱۳	۸۹۸/۷۶	۹۱۶/۵	۸/۵	۱/۱۱۲	۹۶/۷
۱۵۰۰	۶۳۴/۲۵	۸۴۵/۶۰	۸۶۲/۳	۵/۳	۱/۰۵۸	۹۵/۰
۲۰۰۰	۵۹۶/۳۱	۷۹۵/۰۱	۸۱۰/۷	۲/۰	۱/۰۰۷	۹۳/۴
۲۵۰۰	۵۶۰/۲۳	۷۴۶/۹۲	۷۶۱/۶	−۱/۲	۰/۹۷۵	۹۱/۷
۳۰۰۰	۵۲۵/۹۵	۷۰۱/۲۱	۷۱۵/۰	−۴/۵	۰/۹۰۹	۹۰/۰
۳۵۰۰	۴۹۳/۳۹	۶۵۷/۸۰	۶۷۰/۸	−۷/۷	۰/۸۶۳	۸۸/۳
۴۰۰۰	۴۶۲/۴۹	۶۱۶/۶۰	۶۲۸/۸	−۱۱/۰	۰/۸۱۹	۸۶/۷
۴۵۰۰	۴۳۳/۱۸	۵۷۷/۵۲	۵۸۸/۹	−۱۴/۲	۰/۷۷۷	۸۵/۰
۵۰۰۰	۴۰۵/۴۰	۵۴۰/۴۸	۵۵۱/۱	−۱۷/۵	۰/۷۳۶	۸۳/۳

ب) مقایسهٔ ماههای فرنگی و ایرانی

ازآنجاکه در هواشناسی براساس مقیاس زمانی استاندارد عمل می‌کنند، دانسته‌ها براساس ماههای فرنگی تنظیم می‌شود. بدیهی است که آغاز ماههای فرنگی با ماههای ایرانی هماهنگ نیست و چند روزی با هم اختلاف دارند؛ مثلاً آغاز ماه ژانویه ۱۹۹۰ میلادی با یازدهم دی ماه ۱۳۶۸ منطبق است. بنابراین ماه ژانویه از یازدهم دی ماه شروع می‌شود و تا یازدهم بهمن ماه ادامه دارد. جدول زیر ماههای فرنگی معادل ماههای ایرانی را نشان می‌دهد.

ژانویه	مطابق است با	**دی**	**ژوئیه**	مطابق است با	**تیر**
فوریه	مطابق است با	**بهمن**	**اوت**	مطابق است با	**مرداد**
مارس	مطابق است با	**اسفند**	**سپتامبر**	مطابق است با	**شهریور**
آوریل	مطابق است با	**فروردین**	**اکتبر**	مطابق است با	**مهر**
مه	مطابق است با	**اردیبهشت**	**نوامبر**	مطابق است با	**آبان**
ژوئن	مطابق است با	**خرداد**	**دسامبر**	مطابق است با	**آذر**

پیوست ۲

جدول مقایسهٔ یکادها

طول

۱ کیلومتر (km)	۱۰۰۰ متر (m)
	۰/۶۲۱۴ میل معمولی (mi)
	۰/۵۳۹۶ میل دریایی (nmi)
۱ متر (m)	۱۰۰ سانتیمتر (cm)
	۳/۲۸۱ پا(ft)
۱ سانتیمتر (cm)	۱۰ میلیمتر (mm)
	۰/۳۹۳۷ اینچ (in)
۱ میکرومتر (m)	$۱۰^{-۶}$ متر
۱ اینچ (in)	۲/۵۴ سانتیمتر

سرعت

۱ متر/ثانیه	۳/۶۰ کیلومتر/ساعت
	۲/۲۴ میل/ساعت
	۱/۹۴ گره
۱ گره	میل دریایی در ساعت
	۱/۱۵ میل معمولی در ساعت
	۰/۵۱ متر در ثانیه

حجم

۱ متر مکعب	$۱۰^{۶}$ سانتیمتر مکعب

۱ لیتر	$۱۰^{-۳}$ متر مکعب
	۰/۲۶۴ گالن
جرم	
۱ کیلوگرم (kg)	۱۰۰۰ گرم
	۲/۲۰۵ پوند
فشار	
۱ میلیبار (mb)	۱۰۰ پاسکال (Pa)
	۱ هکتوپاسکال (Hp)
	۱۰۰ نیوتون/مترمربع ($m^۲$/N)
	۰/۷۵۰ میلیمتر جیوه (mm/Hg)
یک اتمسفر استاندارد	۱۰۱۳/۲ هکتوپاسکال (Hp)
	۱۰۱/۳ کیلوپاسکال (Hp)
	۷۶۰ میلیمتر جیوه
	۲۹/۹۲ اینچ جیوه
انرژی	
۱ کالری (cal)	۴/۱۸۶ ژول (J)
	$۴/۱۸۶\times۱۰^{۷}$ ارگ
	$۱/۱۶\times۱۰^{-۶}$ کیلووات ساعت (Kwh)
	$۳/۹۷\times۱۰^{-۳}$ Btu
	۱ لانگلی/سانتیمتر مربع ($ly/cm^۲$)
نیرو	
۱ وات (W)	ژول/ثانیه
	۰/۲۳۹ کالری/ثانیه
	۰/۰۵۶۹ Btu/دقیقه
۱ وات/مترمربع	۰/۰۰۱۴۳ لانگلی/دقیقه
	۲/۰۶۵ لانگلی/روز
	۰/۷۵۴ کیلولانگلی در سال
۱ لانگلی/دقیقه	۶۹۷/۵ وات بر متر مربع

پیوست ۳

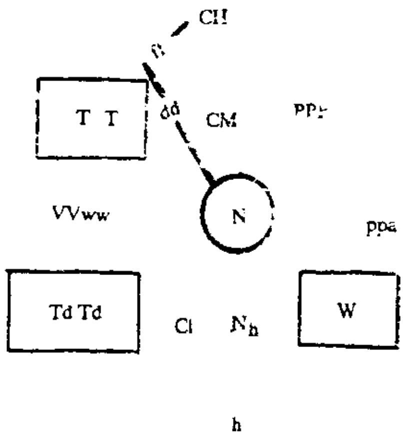
پاره‌ای از مشخصات کرهٔ زمین

شعاع کرهٔ زمین در استوا	$Ro=۶۳۷۸Km$
شعاع کرهٔ زمین در قطبین	$Rp=۶۳۵۷Km$
شعاع دایرهٔ هر مدار جغرافیایی	$r=Ro\times\cos\varphi\pi$
پیرامون کرهٔ زمین در استوا	$Uo=۲Ro\pi=۲\times۶۳۷۸\times۳/۱۴=۴۰۰۷۱/۷Km$
پیرامون دایرهٔ هر مدار جغرافیایی	$U\varphi=۲r\times\pi=۲Ro\times\cos\ \times$
سطح کرهٔ زمین	$Fo=۴R^{۲}o\times\pi=۵۰۷۷۹۴۱۰۳۵۵Km^{۲}$
حجم کرهٔ زمین	$V=۱۰۸۳۳۱۴\times۱۰^{۶}\ Km^{۳}$
متوسط جرم مخصوص زمین	$M=۵/۵۲g/cm^{۳}$
وزن کل زمین	$M=۵۹۷۳۷\times۱۰^{۲۴}kg$
فاصلهٔ متوسط زمین تا خورشید	$Do=۱۴۹/۵\times۱۰^{۶}Km$
حداکثر فاصلهٔ زمین تا خورشید (اوج)	$Da=۱۵۲\times۱۰^{۶}Km$
حداقل فاصلهٔ زمین تا خورشید (حضیض)	$Dp=۱۴۷\times۱۰^{۶}Km$
سرعت کرهٔ زمین در مدار خورشید	$v=۱۰۷۰۰۰Km/h$

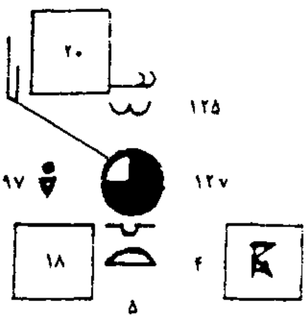
پیوست ۴

نقشه‌های هوا

نقشه‌های هوا پراکندگی مکانی عناصر هوا را در یک لحظهٔ معین نشان می‌دهند. محل هر ایستگاه دیده‌بانی به صورت دایره‌ای کوچک مشخص می‌شود و تمام عناصر هوا به صورت اعداد یا نشانه‌هایی در داخل و اطراف آن درج می‌گردد. شکل پ ۱-۴، مدل استاندارد چنین ایستگاهی را نشان می‌دهد. در شکل پ ۲-۴ اندازه‌های واقعی بعضی از عناصر هوا برای ایستگاه اصفهان گزارش شده است.



شکل پ ۱-۴ مدل یک ایستگاه بر روی نقشه‌های هوا



شکل پ ۲-۴ گزارش هوای ایستگاه اصفهان بر روی نقشه هوا

شرح نشانه‌ها و اعداد روی ایستگاه مدل به ترتیب زیر است:

TT، دمای ایستگاه برحسب سلسیوس که در ایستگاه نمونه، ۲۰ درجه سلسیوس است.

TdTd، دمای نقطهٔ شبنم برحسب سلسیوس. دمای نقطه شبنم اصفهان ۱۸ درجه سلسیوس است.

PPP، میزان فشار ایستگاه در سطح دریا در زمان دیده‌بانی بر حسب هکتوپاسکال. اگر عدد روی نقشه سه رقمی باشد، از سمت راست یک رقم ممیز زده می‌شود و بعد به طرف چپ آن عدد ۹ یا ۱۰ اضافه می‌گردد، طوری که عدد حاصل باید بین ۹۵۰ و ۱۰۵۰ هکتوپاسکال باشد (به تجربه ثابت شده است که فشار هوا در سطح دریا بین این دو عدد متغیر است). برای مثال، فشار هوای ایستگاه اصفهان در سطح دریا ۱۰۱۲/۵ هکتوپاسکال است.

PP، مقدار تغییر فشار نسبت به سه ساعت قبل با یک رقم اعشار. فشار هوای ایستگاه اصفهان نسبت به سه ساعت قبل ۱/۲ هکتوپاسکال تغییر کرده است.

a، روند تغییر فشار نسبت به سه ساعت قبل. فشار ایستگاه اصفهان نسبت به سه ساعت قبل ۱/۲ هکتوپاسکال کاهش یافته است.

N، مقدار ابرناکی آسمان را نشان می‌دهد. در ایستگاه اصفهان $\frac{۷}{۱۰}$ تا $\frac{۸}{۱۰}$ آسمان از ابر پوشیده است.

WW، وضعیت هوا را در لحظه دیده‌بانی گزارش می‌دهد. در شهر اصفهان رگبار باران وجود دارد.

dd، جهت باد را با رسم امتدادی در محل ایستگاه نشان می‌دهد. باد شهر اصفهان شمال غربی است.

ff، سرعت باد را بیان می‌کند. هر زایده حدود ۱۰ گره است. سرعت ۵۰ گره با مثلث توپر نشان داده می‌شود و در هوای آرام، محل ایستگاه با دو دایرهٔ متداخل نشان داده می‌شود. سرعت باد در شهر اصفهان ۱۵ گره است.

C_H، نوع ابرهای بالا را معلوم می‌کند. در آسمان اصفهان سیروس ضخیم است.

C_M، نوع ابرهای میانی را نشان می‌دهد. ابر میانی ایستگاه اصفهان آلتوکومولوس نازک است.

C_L، نوع ابرهای پایین را نشان می‌دهد. ابر پایین در اصفهان کومولوس و استراتوکومولوس است.

h، ارتفاع پایهٔ ابر از سطح زمین را نشان می‌دهد. ارتفاع پایه در اصفهان ۹۹۹-۶۰۰ متر است.

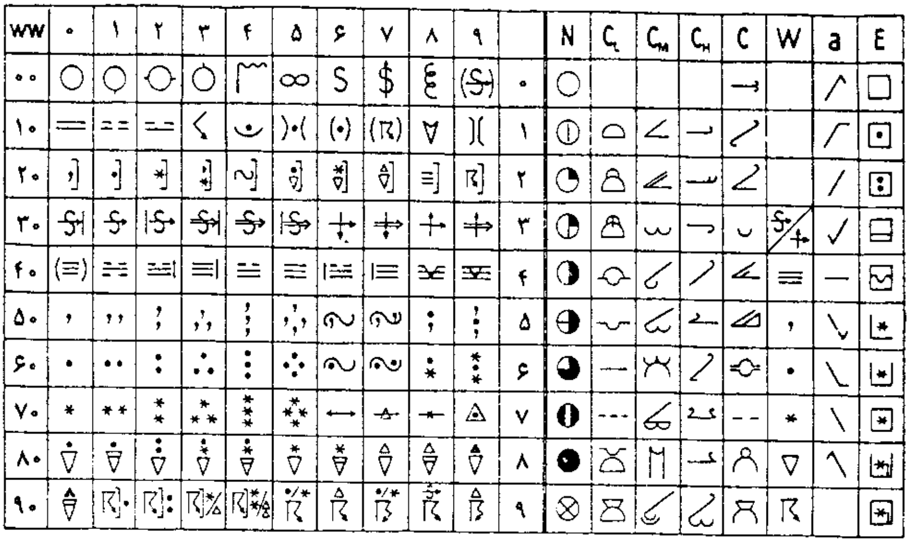
Nh، درصدی از آسمان است که توسط ابرهای میانی و پایین پوشیده شده است. در اصفهان $\frac{۴}{۱۰}$ آسمان را ابرهای میانی و پایین فرا گرفته‌اند.

W، وضعیت هوای گذشته ایستگاه را نشان می‌دهد. در شهر اصفهان تندر وجود داشته است.

VV، میزان دید افقی را برحسب کیلومتر و با یک رقم اعشار نشان می‌دهد. در ایستگاه اصفهان دید افقی ۹/۷ کیلومتر است.

شکل تمام نشانه‌های روی نقشه ایستگاه مدل، در شکل پ ۳ـ۴ نشان داده شده است. بعضی از نشانه‌های مهم با توجه به شماره آنها در شکل پ ۳ـ۴ شرح داده می‌شود.

الف) وضع هوای ایستگاه (WW). در شکل پ ۳ـ۴، صد نشانه وجود دارد؛ ۶۰، باران؛ ۷۰، برف؛ ۸۳، رگبار برف و باران؛ ۹۵، تندر برف و باران؛ ۴۵، مه؛ ۳۱، طوفان ماسه؛ ۵۰، باران ریز و ۲۹، تندر بدون بارش در ساعت قبل که در حال حاضر قطع شده است.



شکل پ ۳ـ۴ شکل و شماره نشانه‌های ایستگاه مدل برروی نقشهٔ هوا

ب) ابرناکی آسمان (N و Nh). ۰، ابری دیده نمی‌شود؛ ۱، کمتر از $\frac{۱}{۱۰}$ آسمان ابری است؛ ۲، $\frac{۲}{۱۰}$ تا $\frac{۳}{۱۰}$ آسمان ابری است؛ ۳، $\frac{۴}{۱۰}$ آسمان ابری است؛ ۴، $\frac{۵}{۱۰}$ آسمان ابری است؛ ۵، $\frac{۶}{۱۰}$ آسمان ابری است؛ ۶، $\frac{۷}{۱۰}$ تا $\frac{۸}{۱۰}$ آسمان ابری است؛ ۷، $\frac{۹}{۱۰}$ آسمان

ابری است؛ ۸، آسمان کاملاً ابری است؛ ۹، آسمان دیده نمی‌شود.

ج) نوع ابرهای پایین (C_L). ۱، ابر کومولوس دارای هوای خوب؛ ۲، کومولوس؛ ۳، کومولونیمبوس ضعیف؛ ۴، استراتوکومولوس حاصل از تخریب کومولوس؛ ۵، استراتوکومولوس؛ ۶، استراتوس؛ ۷، نیمبو استراتوس؛ ۸، کومولوس و استراتوکومولوس؛ ۹، کومولونیمبوس شدید.

د) نوع ابرهای میانی (C_M). ۱، آلتواستراتوس نازک؛ ۲، آلتواستراتوس ضخیم؛ ۳، آلتوکومولوس نازک؛ ۴، آلتوکومولوس نازک قطعه قطعه؛ ۵، آلتوکومولوس نازک که تدریجاً ضخیم می‌گردد؛ ۶، آلتوکومولوس حاصل از تخریب کومولوس؛ ۷، آلتوکومولوس دو لایه و ضخیم؛ ۸، آلتوکومولوس متشکل از کومولوسها؛ ۹، آلتوکومولوس نامنظم.

ه) نوع ابرهای بالا (C_H). ۱، الیاف سیروس؛ ۲، سیروس ضخیم؛ ۳، سیروس ضخیم حاصل از زبانهٔ کومولونیمبوس؛ ۴، سیروس قلابی‌شکل؛ ۵، سیرواستراتوس؛ ۶، سیروس و سیرواستراتوس؛ ۷، سیرواستراتوس گسترده؛ ۸، سیرواستراتوس پراکنده؛ ۹، سیروکومولوس.

و) وضعیت هوای گذشته (W). ۲، هوای ابری؛ ۳، طوفان ماسه یا طوفان برف؛ ۴، مه؛ ۵، باران ریز؛ ۶، باران؛ ۷، برف؛ ۸، رگبار؛ ۹، تندر.

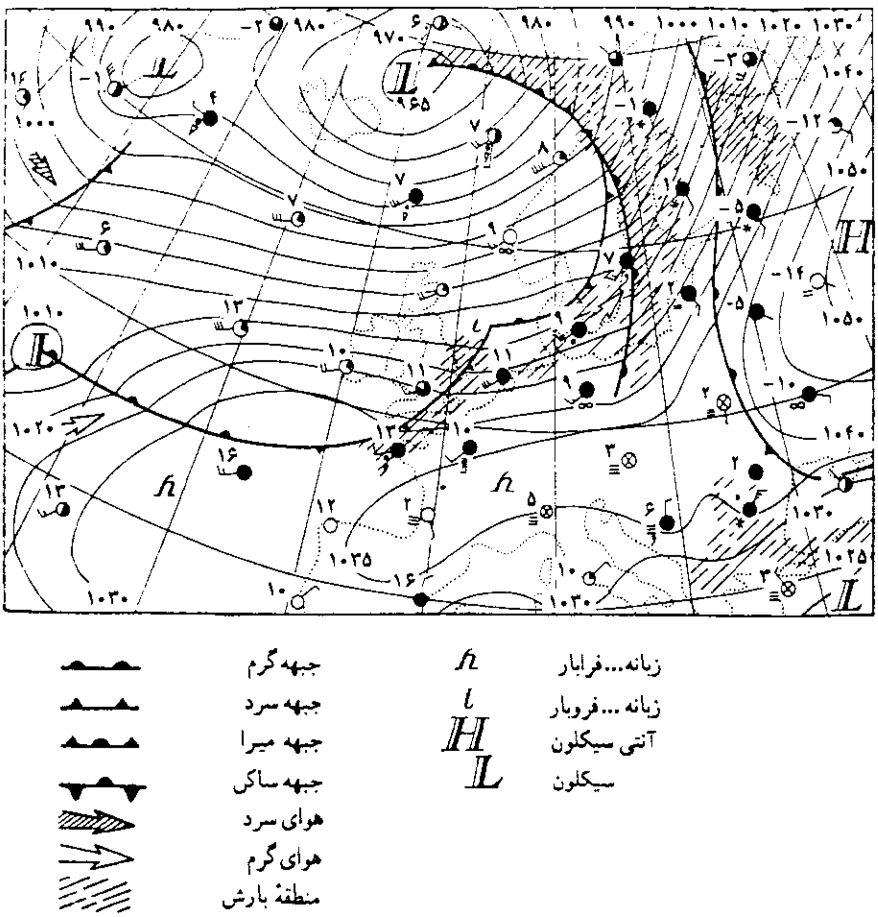
ز) روند تغییرات فشار سطح ایستگاه نسبت به سه ساعت قبل از زمان دیده‌بانی (a). ۰، اول افزایش بعد کاهش؛ ۱، اول افزایش بعد کاهش تدریجی؛ ۲، افزایش تدریجی؛ ۳، اول کاهش بعد افزایش؛ ۴، تغییر نکرده است؛ ۵، اول کاهش بعد افزایش؛ ۸، اول افزایش بعدکاهش. درحالت شماره‌های ۰ تا ۳، فشار ایستگاه در زمان دیده‌بانی بیشتر از سه ساعت قبل است، ولی در حالت شماره‌های ۵ـ۸، فشار ایستگاه کمتر از سه ساعت قبل است.

ح) ارتفاع پایه ابر از سطح زمین (h). ۰، کمتر از ۵۰ متر؛ ۱، ۵۰ـ۹۹ متر؛ ۲، ۱۰۰ ـ ۱۹۹ متر؛ ۳، ۲۰۰ـ۲۹۹ متر؛ ۴، ۳۰۰ـ۵۹۹ متر؛ ۵، ۶۰۰ـ۹۹۹ متر؛ ۶، ۱۰۰۰ـ۱۴۹۹ متر؛ ۷، ۱۵۰۰ـ۱۹۹۹ متر؛ ۸، ۲۰۰۰ـ۲۴۹۹ متر؛ ۹، ۲۵۰۰ متر یا بالاتر و یا اینکه ابری وجود ندارد.

انواع نقشه‌های هوا

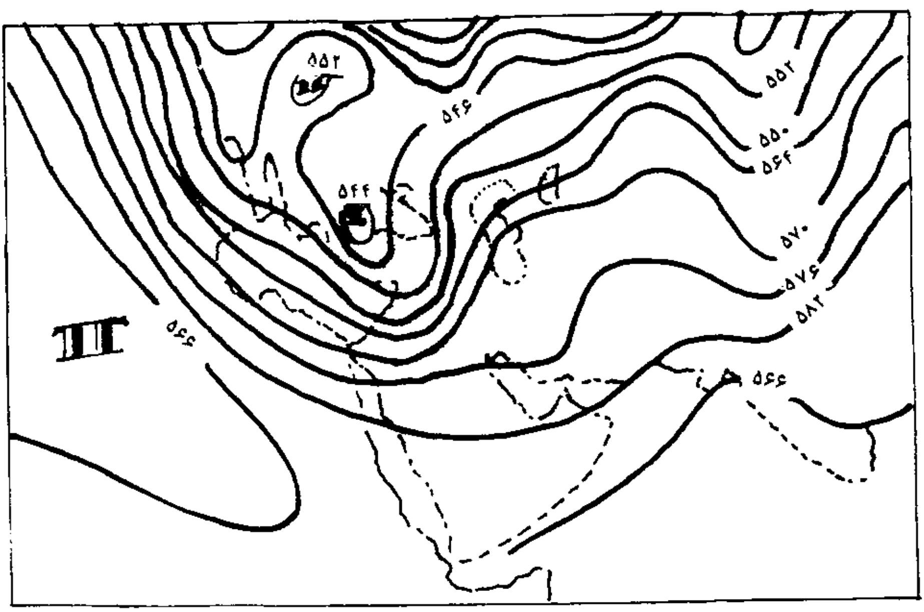
نقشه‌های هوا برای سطح متوسط دریا و سطوح بالای جوّ تهیه می‌شوند. در نقشهٔ هوای

سطح دریا، ارتفاع ثابت و همه جا صفر است و پراکندگی فشار هوا در سطح دریا به وسیلهٔ منحنیهای همفشار نمایش داده می‌شود. فشار هوای سطح تمام ایستگاهها به سطح دریا تبدیل شده، روی این نقشه‌ها درج می‌گردد. شکل پ ۴ـ۴ نقشه هوای ساعت ۷ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۱۹۵۱ را روی اروپا نشان می‌دهد. این نقشه، مراکز کمفشار (سیکلونها)، پرفشار (آنتی‌سیکلونها) و جبهه‌های هوا را نشان می‌دهد. نقشه‌های سطح دریا در فاصله‌های زمانی ۳ یا ۶ ساعت تهیه می‌شوند. در سازمان هواشناسی ایران، در شبانه‌روز ۴ نقشه برای ساعات ۶، ۱۲، ۱۸، ۲۴ گرینویچ تهیه می‌شود.



شکل پ ۴ـ۴ نقشهٔ سطح دریا در ساعت ۷ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۱۹۵۱

نقشه‌های سطوح بالا برای سطوح همفشار ۸۵۰ هکتوپاسکال، ۷۰۰ هکتوپاسکال، ۵۰۰ هکتوپاسکال، ۳۰۰ هکتوپاسکال و ... تهیه می‌شوند. رایجترین این نقشه‌ها، نقشه‌های سطوح ۸۵۰ هکتوپاسکال و ۵۰۰ هکتوپاسکال است. در این نقشه‌ها، مقدار فشار ثابت و ارتفاع سطح همفشار متغیر است. ارتفاع سطح همفشار به وسیلهٔ خطوط ترازنما (هم‌ارتفاع) نمایش داده شده است. نقشهٔ هوای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه در شکل پ ۵ـ۴ نشان داده شده است. جاهایی که ارتفاع سطح همفشار از سطح دریا کمتر است، با حرف "L" و جاهایی که ارتفاع آن بیشتر است، با حرف "H" نشان داده شده‌اند. در این نقشه‌ها، فرودها، فرازها و هسته‌های رودباد نیز مشخص می‌شوند. در شکل پ ۵ـ۴، یک فرود عمیق روی دریای سیاه و یک فراز قوی در شرق دریای خزر مشاهده می‌شود. در این نقشه‌ها، بادها حالت ژئوستروفیک دارند و موازی خطوط ترازنما می‌وزند. در نقشه‌های سطح بالا در مدل ایستگاه به جای PPP میزان ارتفاع سطح همفشار با سه رقم و برحسب دکامتر نوشته می‌شود.



شکل پ ۵ـ۴ نقشهٔ سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۶ ژانویه ۱۹۶۶. ارتفاع منحنیهای ترازنما برحسب دکامتر است.

برای تهیهٔ نقشه‌های هوا، دیده‌بانیهای تمام ایستگاههای هواشناسی به مرکز تهیه نقشه مخابره می‌شود. بنابه توصیهٔ سازمان هواشناسی جهانی[1]، این اطلاعات در سطح کشوری و بین‌المللی با کدهای استاندارد مخابره می‌شوند. روش مخابره و کدهای مربوط عبارتند از:

II	iii	N	dd	ff	VV	ww	W	PPP	TT	N_h	C_L	h	C_M	C_H	T_d	T_d	a	PP
۴۰	۸۰۰	۶	۳۲	۱۵	۹۷	۸۰	۶	۱۲۵	۲۰	۲	۶	۵	۳	۲	۱	۸	۷	۱۲

براساس این کد مخابره شده:

کشور محل دیده‌بانی ایران است؛

ایستگاه دیده‌بانی، ایستگاه سینوپتیک اصفهان است؛

۷/۱۰ تا ۸/۱۰ آسمان ایستگاه پوشیده از ابر است؛

باد از گرای ۳۲۰ درجه (۳۲۰=۱۰×۳۲) می‌وزد و سرعت آن ۱۵ گره است؛

میزان دید افقی در ایستگاه ۹/۷ کیلومتر است؛

در حال حاضر، رگبار سبک باران وجود دارد، ولی قبل از دیده‌بانی باران می‌باریده است؛

فشار هوا ۱۰۱۲/۵ هکتوپاسکال در سطح دریا و دمای آن ۲۰ درجه سلسیوس است؛

۲/۱۰ آسمان از ابرهای پایین و میانی پوشیده است؛

نوع ابر پایین، استراتوس با ارتفاع پایه ۶۰۰-۹۰۰ متر از سطح زمین است؛

ابر میانی، آلتوکومولوس نازک و ابر بالایی، سیروس ضخیم است؛

دمای نقطه شبنم ایستگاه ۱۸ درجه سلسیوس است؛

فشار هوای ایستگاه نسبت به سه ساعت قبل، ۱/۲ هکتوپاسکال کاهش یافته است.

1. World Meteorological Organization

پیوست ۵

مقیاسها و ابزار سنجش عناصر و عوامل اقلیمی

تجهیز ایستگاه و دیده‌بانیهای اقلیمی

در بدو احداث و تجهیز ایستگاههای اقلیمی ـ هواشناسی، توجه به نکات ذیل اساسی است.

۱. انتخاب صحیح محل ایستگاه. ایستگاه باید در محلی احداث شود که بتواند معرف منطقهٔ مورد بررسی باشد. با توجه به این امر، محل ایستگاه باید در جایی عاری از اثر هر نوع عوارض مزاحم از قبیل درختان، بناها، ساختمانهای بلند، رودخانه یا واحدهای صنعتی و کارخانجات باشد. همچنین باید این اطمینان وجود داشته باشد که در طی سالهای متمادی در آینده، ایستگاه به دلیل ایجاد عوارض مزاحم تغییر نمی‌کند یا جابه‌جا نمی‌شود.

۲. تعیین تراکم مطلوب ایستگاههای دیده‌بانی. تعداد ایستگاهها باید متناسب با تغییرپذیری عنصر مورد سنجش و چگونگی منطقهٔ مورد بررسی تعیین شود. مثلاً در مناطق صاف و هموار (جلگه و دشت)، با توجه به تغییرپذیری زیاد عنصر بارش، معمولاً احداث یک ایستگاه باران‌سنجی در هر ۱۰۰ کیلومتر مربع ضروری است. در حالی که در همین مناطق، وجود یک دماسنج در هر ۵۰۰ کیلومتر مربع و یک فشارسنج و بادسنج یا آفتاب‌سنج در هر ۵ هزار کیلومتر مربع کافی است. بدیهی است که درمناطق کوهستانی یا در بررسیهای محلی و متوسط اقلیمی که ناحیهٔ محدودتری مطالعه می‌شود، تعداد ایستگاهها باید فشرده‌تر انتخاب شود.

۳. استفاده از ابزار سنجشی استاندارد. برای درستی مقایسهٔ نتایج دیده‌بانی، باید از ابزارهایی استفاده کرد که درجهٔ دقت مشابهی دارند. از این‌رو، از دستگاههای اندازه‌گیری استاندارد که مورد توصیهٔ سازمان جهانی هواشناسی است استفاده می‌شود.

عناصر و پارامترهای اقلیمی، روزانه در سه وعده دیده‌بانی یا با دستگاههای

سنجشی اندازه‌گیری می‌شوند. زمان دیده‌بانی به وقت محلّی صورت می‌گیرد تا تمام دیده‌بانیها در شرایط مشابه ارتفاع خورشید انجام شود. بنابراین زمان دیده‌بانی تنها به طول جغرافیایی محل بستگی دارد. مثلاً ساعات دیده‌بانی روزانه در ایران ۶½، ۱۲½ و ۱۸½ به وقت تهران است. مقیاسها و ابزارهای اندازه‌گیری عناصر مهم اقلیمی به شرحی است که در ادامه می‌آید.

پ۱ـ۵ تابش

جریان تابشهای متفاوت از فضا به سوی زمین یا از زمین به فضای خارج مهمترین عناصر بیلان گرمایی کل زمین و هر منطقهٔ جداگانه از سطح زمین و جوّ آن است. اندازه‌گیری تابش خورشید در موارد زیر کاملاً ضروری است:

الف) مطالعه و بررسی تبادلات انرژی بین سیستم جوّ و سطح زمین و توزیع زمانی و مکانی آن،

ب) مطالعهٔ غبار آلودگی جوّ و تعیین اجزای تشکیل‌دهندهٔ آن از قبیل گرد و غبار و بخار آب،

ج) مطالعهٔ توزیع و تغییرات تابش، بازتاب آن و درنهایت بیلان تابش که در رشته‌های مختلف، بویژه زیست‌شناسی، پزشکی، کشاورزی، معماری و صنایع مورد نیاز است.

مقیاس اندازه‌گیری تابش کل خورشید ژول در متر مربع است که ضریب تبدیلهای مختلف آن به قرار زیر است:

۱ ژول در متر مربع (j/m^2)=۰/۲۳۸۹ کالری در سانتیمتر مربع (cal/cm^2)

۴/۱۸۶۸ ژول در متر مربع = ۱ کالری در سانتیمتر مربع

۱ کیلووات ساعت در متر مربع (kwh/m^2)=$3/6\times10^6$ ژول در متر مربع =$0/86\times10^6$ کالری در سانتیمتر مربع.

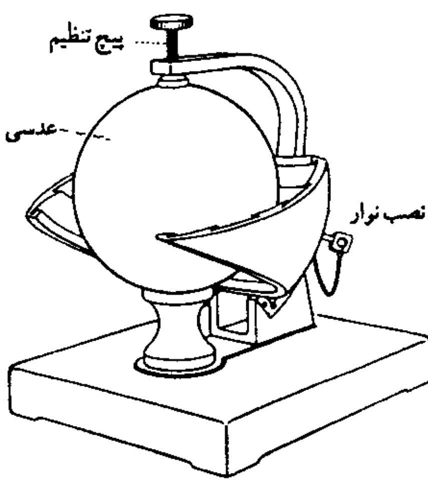
ابزار اندازه‌گیری

برای سنجش و ارزیابی تابش خورشید، ابزار و دستگاههای متعددی ساخته شده است که در آنها معمولاً از اثر گرمایی تابش برای اندازه‌گیری استفاده می‌شود. به این منظور در دیده‌بانی مستقیم، دماسنجهایی مناسب به کار می‌رود که از نوارهای فلزی سفید و سیاه

یا انواع مختلف ترموکوپلها تشکیل شده‌اند.

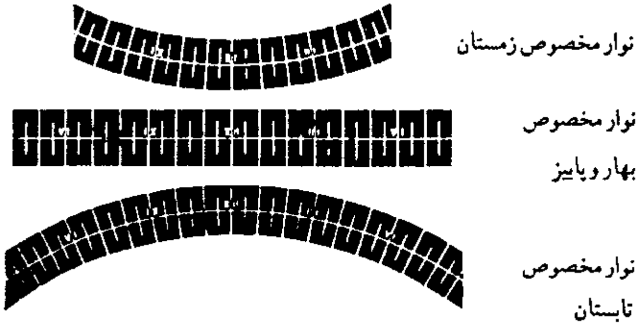
ابزار اندازه‌گیری انرژی «تابش مستقیم» عبارتند از: آذرتاب‌سنج برای اندازه‌گیریهای مطلق و تابش‌سنج برای اندازه‌گیریهای نسبی تابش مستقیم و تابش پراکنده. مثلاً در دستگاه سنجش ثبات از تابش‌سنج به صورت تابش‌نگار استفاده می‌شود. اندازه‌گیری انرژی تابش پراکنده و همچنین انرژی موج بلند گسیل‌شده از سطح ابرها و زمین، با استفاده از این دستگاه یا ایجاد تغییرات جزئی، نظیر ایجاد مانع برای تابش مستقیم خورشید، صورت می‌گیرد. انرژی محدوده‌های مختلف طیف خورشید را هم با کاربرد فیلترهای مناسب انجام می‌دهند.

برای ارزیابی ساعات آفتابی که خود نشانه‌ای ابتدایی از اندازه‌گیری تابش مستقیم است، از اتوگراف استفاده می‌شود. آفتاب‌نگار، عدسی کره‌ای‌شکلی است که کانون گوی بلورین آن بر نوار مقوایی اندازه‌گیری متمرکز است و با ارزیابی آثار سوخت بر این نوار ضمن تابش خورشید، طول ساعات آفتابی را می‌سنجند. در ایستگاههای هواشناسی، آفتاب‌نگار کامپیل استوکس[1] کاربرد فراوانی دارد (به شکل پ ۱ـ۵ توجه کنید). بدیهی است که به دلیل تغییرات طول روز، طول نوار مقوایی مورد استفاده در این دستگاه در فصلهای مختلف یکسان نیست (شکل پ ۲ـ۵).



شکل پ ۵.۱ دستگاه آفتاب‌نگار کامپیل

1. Compbell Stokes



شکل پ ۲ـ۵ نوار آفتاب‌نگار برای فصلهای مختلف

پ ۲ـ۵ دما

دما معرف مقدار گرمای اجسام یا محیط است. برای سنجش دما از مقیاسهای مختلفی استفاده می‌شود که در بین آنها واحد سلسیوس، فارنهایت و کلوین[1] اعتبار جهانی دارند.

سلسیوس، واحد خود را براساس نقطهٔ ثابت ذوب یخ و جوش آب در فشار ۷۶ سانتیمتر جیوه یا ۱۰۱۳/۲۵ هکتوپاسکال از ۰ تا ۱۰۰ انتخاب کرد. همین محدوده را رئومور[2] به ۸۰ درجه تقسیم کرد که امروزه از آن کمتر استفاده می‌شود.

در بسیاری از کشورهای انگلیسی‌زبان، از مقیاس فارنهایت استفاده می‌شود. وی اساس تقسیم‌بندی خود را بر پایهٔ دمای مخلوطی از برف و نشادر (معادل صفر درجه) و دمای بدن انسان (معادل ۱۰۰ درجه) قرار داد. براین اساس، سیستم درجه‌بندی دیگری غیراز سیستم سلسیوس به دست می‌آید که رابطهٔ آنها به شرح ذیل است.

	درجهٔ سلسیوس $(C)^\circ$	درجهٔ فارنهایت $(F)^\circ$	
۱۰۰	۰	۳۲	۱۸۰
	۱۰۰°	۲۱۲°	

۱. نام دانشمندانی است که این سیستمها را ابداع کرده‌اند.

2. Réamur

می‌بینیم که نسبت تقسیم‌بندی فارنهایت به سانتیگراد، معادل $\frac{۱۸۰}{۱۰۰}$ یا ۹ به ۵ است، یعنی $\frac{۹}{۵}$ درجهٔ فارنهایت معادل با یک درجهٔ سانتیگراد به حساب می‌آید. یادآوری می‌شود که فارنهایت برای نقطهٔ یخ، عددی اختصاص داده است که به اندازهٔ ۳۲ واحد از مقیاس سانتیگراد برای همین نقطه بزرگتر است. بنابراین در تبدیل فارنهایت به سانتیگراد و برعکس، باید این مقدار را درنظر گرفت.

در بسیاری از بررسیهای علمی، بویژه در مطالعات نظری و همچنین محاسبات آئرولوژیک، برای ممانعت از کاربرد ارقام منفی، از مقیاس دمای مطلق (A یا K) استفاده می‌شود که مبنای آن صفر مطلق (۲۷۳−) است. این مقیاس که به نام لرد کلوین[1]، مبتکر آن، دمای کلوین نامیده می‌شود، نقطهٔ انجماد آب (یا صفر درجه سلسیوس) را ۲۷۳ فرض می‌کند.

جدول پ ۱ـ۵ نقطه انجماد و جوش آب را در چهار واحد یادشده، برای اندازه گیری دما نشان می‌دهد.

جدول پ ۱ـ۵ روابط بین درجات سیستمهای دماسنج

واحد دما	نقطهٔ انجماد	نقطهٔ جوش	اندازه‌نسبی درجات
فارنهایت (°F)	۳۲	۲۱۲	۹
سلسیوس (°C)	۰	۱۰۰	۵
کلوین یا مطلق (K، A)	۲۷۳	۳۷۳	۵
رئومور (°R)	۰	۸۰	۴

برای تبدیل این واحدها به یکدیگر از روابط زیر استفاده می‌شود.

$$C^\circ=\frac{۵}{۹}(F-۳۲) \qquad R^\circ=\frac{۴}{۵}C^\circ$$

$$F^\circ=\frac{۹}{۵}C^\circ+۳۲ \qquad K^\circ=A^\circ=C^\circ+۲۷۳$$

ابزارهای اندازه‌گیری

به طور کلی، ابزار اندازه گیری دما را دماسنج می‌نامند که از انواع مختلف و متنوع آن،

1. Lord Kelvin

دماسنج گازی، مایع، بی‌متال (دوفلزی) و بالاخره دماسنج الکتریکی کاربرد متداولتری دارند. در سه نوع اول، از خاصیت انبساط اجسام مختلف براثر گرما استفاده می‌شود و در دماسنج الکتریکی، از تغییر مقاومت الکتریکی بعضی از رساناهای حساس به دما (دماسنج مقاومتی) یا از جریان الکتریکی حاصل از تفاوت دما در محل اتصال انتهای دو سیم مخصوص استفاده می‌شود (ترموالمان). در موارد خاصی نیز برای سنجش دما از مقاومت الکتریکی مادهٔ شیمیایی ویژه‌ای که با افزایش دما کاسته می‌شود استفاده می‌کنند. دماسنج اخیر راکه در رادیو سوندهای رهاشده با بالنهای هواشناسی در جوّ به کار می‌برند، ترمیستور می‌نامند.

دماسنجهای گازی از بهترین دقت برای اندازه‌گیری برخوردارند، اما از نظر ساختمان و نحوهٔ نقل و انتقال پیچیدگیهایی دارند که کاربرد آنهارا در سنجشهای اقلیمی محدود می‌کند.

از بین دماسنجهای مایع، دماسنج جیوه‌ای بسیار معمول است که پایین‌ترین مرز سنجش با آنها، درجه دمای انجماد جیوه یا ۳۹- درجهٔ سانتیگراد است. برای سنجش دماهای پایین‌تر، دماسنج مینیمم یا حداقل را با الکل اتیلیک ساخته‌اند.

دماسنجهای مورد استفاده در ایستگاههای اقلیمی و هواشناسی، از نوع جیوه‌ای‌اند و محدودهٔ سنجش آنها معمولاً بین ۴۰+ تا ۳۵- درجه است. این دماسنجها با دقت $\frac{۱}{۵}$ تا $\frac{۱}{۱۰}$ درجه، درجه‌بندی شده‌اند. معمولاً در این ایستگاهها، از دماسنجهای تر و خشک به نام آسمان[1] یا نم‌سنج برای ارزیابی رطوبت استفاده می‌شود.

اساس سنجش با دماسنج ماکزیمم که به منظور تعیین حداکثر دما به کار می‌رود نظیر دماسنج جیوه‌ای است، با این تفاوت که لولهٔ مویین مجاور مخزن جیوه در دماسنج ماکزیمم با ایجاد انحنایی تنگ شده است و در نتیجه، وقتی جیوه بر اثر دمای زیاد، به دلیل انبساط از لولهٔ مویین عبور کرد، دیگر با کاهش دما بسهولت به مخزن خود برنمی‌گردد و بدین‌گونه می‌توان حداکثر دما را در هر فاصلهٔ زمانی تعیین کرد.

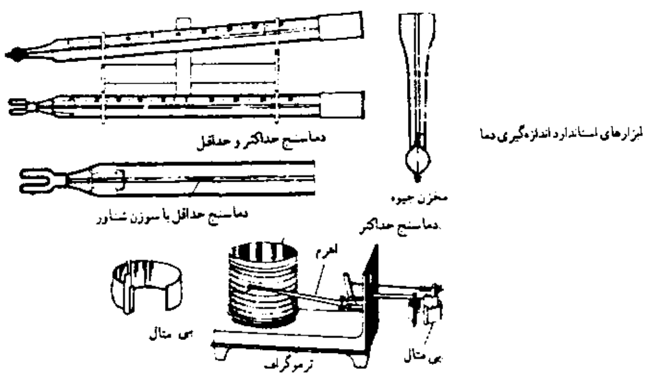
برای اندازه‌گیری درجات پایین حرارت، از دماسنج مینیمم الکلی استفاده می‌شود که محدودهٔ سنجشی آن به ۴۰- درجهٔ سانتیگراد می‌رسد. اساس کار این دماسنج برمبنای عمل سوزنی به طول یک سانتیمتراست که در داخل الکل، درلوله‌ای مویین، شناور است. با ازدیاد دما، الکل بسهولت از اطراف سوزن عبور می‌کند بدون آنکه سوزن

---

1. Assmann

مزبور حرکتی کند؛ در حالی که با کاهش دما، الکل از اطراف سوزن، تا نقطهٔ تماس سطح خارجی ستون الکل با آن، جریان پیدا می‌کند و پس از ایجاد تماس، نیروی کشش سطحی، سوزن را به طرف مخزن پایین می‌کشد. این حرکت تا استقرار سوزن در محل حداقل درجهٔ حرارت ادامه می‌یابد و از آن به بعد ثابت می‌ماند.

در دماسنج بی‌متال یا دوفلزی، از خاصیت تفاوت تغییر شکل فلزات مختلف براثر دما (به دلیل ضریب انبساط حرارتی متفاوت آنها) استفاده می‌کنند. همین دماسنج است که آن را با نصب اهرم و عقربه‌ای که برروی استوانهٔ متحرّکی نقطهٔ تماس دارد، برای ساختن دماسنج ثبّات (دمانگار) به کار می‌برند (شکل پ ۳ـ۵).



شکل پ ۳ـ۵ ابزارهای استاندارد اندازه گیری دما در ایستگاههای اقلیمی

از انواع مختلف دماسنجهای الکتریکی، دماسنج مقاومتی و انواع ترموکوپلها (ترموالمانها) کاربرد فراوانتری دارند. اصول دماسنج مقاومتی برپایهٔ تغییر مقاومت الکتریکی یک سیم پلاتینی بر اثر گرماست. با قرار دادن یک باتری مخصوص که موجب ایجاد جریان الکتریکی در داخل مقاومت می‌شود، می‌توان به اندازه گیری دما با این دماسنج پرداخت.

ترموکوپلها نیز از اتصال دو سیم تشکیل شده‌اند که در محل اتصال آنها، در صورت تفاوت دما، جریان الکتریکی ایجاد می‌شود. با انتقال جریان مزبور برروی وُلتیمتر و صفحهٔ مدرّج آن، به طور غیرمستقیم به میزان دما پی می‌برند. از ترموکوپلها نیز برای اندازه گیری حرارتهای بالا، به عنوان آذرسنج استفاده می‌کنند.

دماسنجها راکه شامل دماسنج ماکزیمم و مینیمم و همچنین دماسنج تر و خشک (نم‌سنج) و دمانگارند، برای حفاظت و حفظ شرایط استاندارد در پناهگاه هواشناسی قرار می‌دهند و مقدار دمای معمولی هوا را از روی دماسنج خشک که انتهای مخزن جیوهٔ آن به طور استاندارد در ارتفاع ۲ متر از سطح زمین نصب شده است می‌خوانند (شکل پ ۴-۵).



شکل پ ۴-۵ پناهگاه هواشناسی

در اقلیم‌شناسی، روزهای خاصی را با توجه به وضعیت حرارتی مشخص کرده‌اند که مهمترین آن به قرار زیر است:

روز گرم: روزی است که حداکثر دمای روز آن حداقل به ۳۰ درجهٔ سلسیوس می‌رسد، $Tmax \geq ۳۰^{\circ}C$.

روز تابستانی: روزی است که حداکثر دمای روز آن حداقل به ۲۵ درجهٔ سلسیوس می‌رسد، $Tmax \geq ۲۵^{\circ}C$.

روز یخبندانی: روزی است که حداقل دمای روز در آن، به زیر صفر درجه می‌رسد، $Tmin \leq ۰^{\circ}C$.

روز یخبندان کامل: روزی است که حداکثر دمای روز در آن زیر صفر درجه باقی می‌ماند،

$T_{max} \le 0°C$.

روز سرد: روزی است که حداکثر دمای روز آن کمتر از ۱۰ درجه سلسیوس یا مساوی با آن باشد، $T_{max} \le 10°C$.

شبهای گرم: شبهایی است که حداقل دمای آن از ۱۵ درجه سلسیوس کمتر نباشد، $T_{min} \ge 15°C$.

شبهای سرد: شبهایی است که حداقل دمای آن مساوی یا کمتر از ۵− درجهٔ سلسیوس باشد، $T_{min} \le -5°C$.

شبهای بسیار سرد: شبهایی است که حداقل دمای آن ۱۰− درجهٔ سانتیگراد باشد، $T_{min} \le -10°C$.

دمای سطح زمین

علاوه بر سنجش دمای هوا (در پناهگاه)، حداقل دمای سطح زمین که در فاصلهٔ ۵ سانتیمتری از سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود، در بسیاری از زمینه‌های اقلیم‌شناسی کاربردی اهمیت بسیار دارد. این اندازه‌گیری با دماسنج حداقل انجام، و در دو نوبت اول دیده‌بانی، یعنی ساعت $6\frac{1}{2}$ صبح، قرائت می‌شود. علاوه براین، در بسیاری از ایستگاههای اقلیمی، دمای زمین در اعماق ۱۰، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ سانتیمتری نیز اندازه‌گیری می‌شود که قرائت ارقام در همان سه نوبت معمول دیده‌بانی انجام می‌شود.

پ ۳ـ۵ فشار هوا

فشار هوا در یک محل نیرویی است که ستون قائم هوا از سطح زمین تا مرز جوّ بر واحد سطح (cm^2) وارد می‌کند. واحد اندازه‌گیری فشار، پاسکال (Pa) نامیده می‌شود. یک پاسکال عبارت است از نیروی یک نیوتن (N) که بر یک مترمربع (m^2) از سطحی وارد می‌شود. صد هزار برابر پاسکال را بار نامیده‌اند. بنابراین:

۱ بار = ۱۰۰۰۰۰ پاسکال، ۱ میلیبار = ۱۰۰ پاسکال یا ۱ هکتوپاسکال (Hp)[1] است.

در هواشناسی، فشار را به میلیمتر ستون جیوه یا تور (۱/۰۰۰۰۰۱۴ تور = ۱ میلیمتر جیوه)، میلیبار یا هکتوپاسکال (Hp) بیان می‌کنند که رابطهٔ بین آنها به

۱. واحد اندازه‌گیری فشار را از تاریخ ۱۹۸۵/۱/۱ به توصیهٔ سازمان جهانی هواشناسی، از میلیبار به هکتوپاسکال تغییر داده‌اند.

قرار زیر است:

۷۵۰ میلیمتر جیوه = ۱۰۰۰ هکتوپاسکال = ۱۰۰۰ میلیبار

۱ میلیمتر جیوه = $\frac{۴}{۳}$ هکتوپاسکال = $\frac{۴}{۳}$ میلیبار

ابزارهای اندازه‌گیری

فشار هوا را معمولاً به سه طریق اندازه می‌گیرند.

۱. فشارسنج جیوه‌ای. این فشارسنج دستگاه استاندارد سنجش فشار در کلیه ایستگاههای هواشناسی و اقلیمی است.

اساس اندازه‌گیری، رسیدن به تعادل در ارتفاع ستونی از جیوه است که برحسب فشار هوا به وجود می‌آید. این تعادل در شرایط متعارف، با ارتفاع ۷۶ سانتیمتر جیوه، بر سطحی به مساحت ۱ سانتیمتر مربع برقرار می‌شود. از آنجا که جیوه در مقابل تغییرات دمای محیط، حساس است، ارقام خوانده شده بر این فشارسنج (با توجه به دمای محیط) به کمک جدولهایی خاص تصحیح می‌شود.

۲. فشارسنج فلزی. این فشارسنج از یک محفظهٔ فلزی شامل آلیاژ مس و برلیوم یا فولاد تشکیل شده که از هوا تخلیه شده است، بنابراین، تغییرات فشار هوا باعث انقباض و انبساط محفظه می‌شود. این انقباض و انبساط به وسیله اهرمهایی به استوانهٔ ثبّات منتقل می‌شود که برحسب مقیاسی فشار را می‌سنجد.

۳. فشارسنج جوشی یا هیپسومتر. اندازه‌گیری فشار در هیپسومتر با تعیین دمای نقطهٔ جوش آب صورت می‌گیرد. روش اندازه‌گیری آن براساس این اصل فیزیکی استوار است که نقطهٔ جوش هر مایع، تابع فشار هواست. مایع وقتی شروع به جوشیدن می‌کند که فشار بخار آن با فشار هوای خارج برابر شود. در هیپسومترها، آب مقطر موجود در محفظه‌ای را با شعلهٔ الکل، در حال جوش نگه می‌دارند و دمای بخار آن را اندازه می‌گیرند. چون هر ۰/۰۳ درجهٔ سلسیوس تغییر دما معادل با ۱ هکتوپاسکال تغییر فشار است، می‌توان با توجه به تغییرات دما، میزان تغییرات فشار را اندازه‌گیری کرد. این فشارسنج بسیار حساس است و در عمل، برای سنجش تغییرات ضعیف فشار در ارتفاعات بالا به وسیلهٔ بعضی از انواع رادیو سوندها به کار می‌رود.

باد

باد حرکت افقی هواست که برخلاف دیگر عناصر هواشناسی، یک بردار تلقی می‌شود.

بردار باد نظیر هر بردار دیگری دارای جهت و اندازه‌ای است که معرف سرعت باد است. جهت باد به سمتی اطلاق می‌شود که باد از آنجا می‌وزد. برای تعیین جهت باد در هواشناسی، مقیاسی ۳۶ قسمتی (به فاصلهٔ درجات ۱۰ درجه) و در اقلیم‌شناسی، مقیاسی ۳۲ قسمتی (با فواصل درجات $11\frac{1}{4}$ درجه) به کار می‌رود. بدین‌گونه که دایرهٔ آسمان را به ۳۶ یا ۳۲ قسمت تقسیم کرده، جهت باد را برحسب آن اعلام می‌کنند. سرعت باد مسافتی است که باد در واحد زمان می‌پیماید که برحسب گره (۱ گره = ۱/۸۵۲ کیلومتر در ساعت)، متر در ثانیه (۱ متر در ثانیه = ۳/۶ کیلومتر در ساعت) یا کیلومتر در ساعت (۱ کیلومتر در ساعت = ۰/۲۷۷ متر در ثانیه) بیان می‌شود. اگر سرعت و جهت باد به تغییر شدید دچار شود، باد را متلاطم می‌گوییم.

برخی مفاهیم دیگر که در مورد باد به کار می‌روند عبارتند از: «اندازهٔ لحظه‌ای سرعت باد»، «متوسط سرعت باد» ، «مسافت باد» و «متوسط مسافت باد». مسافت باد تعیین مدت پیمودن واحد مساحت است و متوسط باد مسافتی است که باد در فاصلهٔ زمانی معین طی کرده است. اندازهٔ لحظه‌ای سرعت باد به سرعت باد حاکم در هر لحظهٔ دلخواه اطلاق می‌شود و سرانجام، متوسط سرعت باد، در یک فاصلهٔ زمانی معین، عبارت است از نسبت مجموع مقادیر سرعت باد در تعداد آنها. مفاهیم یادشده در اقلیم‌شناسی کاربردی اهمیت بسیار دارند.

مقیاس دیگر برای تخمین قدرت باد، مقیاس بوفورت است که آدمیرال بوفورت، دریاسالار انگلیسی، در سال ۱۸۰۶ آن را به وجود آورده است. مقیاس او در حقیقت شدت و تأثیر باد را در خشکی و فضای زندگی انسان، با هم در نظر دارد. امروزه این مقیاس برحسب سرعت باد، در ارتفاع استاندارد ۱۰ متر از سطح زمین تعیین شده است. رابطهٔ بین شدت باد و پارامترها در جدول پ ۲ـ۵ آمده است.

ابزارهای اندازه‌گیری

اندازه‌گیری سرعت و جهت باد به وسیله بادسنجهای متفاوت صورت می‌گیرد که ساده‌ترین آنها بادسنج ویلد[1] و رایجترین آن بادسنج فنجانی است.

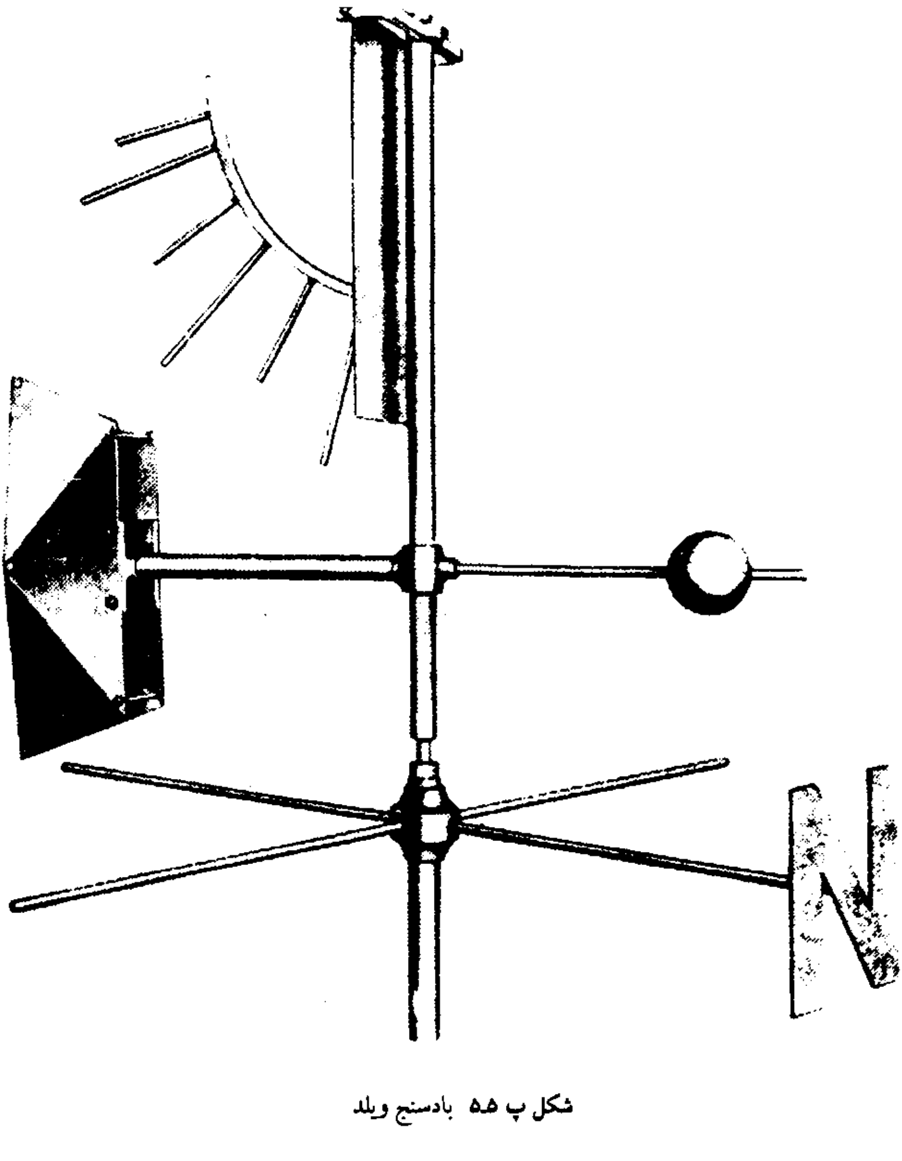
۱. بادسنج ویلد. کاربرد این بادسنج، امروزه منحصر به ایستگاههای اقلیمی است که با شکل سادهٔ ابتدایی و عملی خود جهت و سرعت باد را نشان می‌دهد. این بادسنج از

1. Wild

جدول پ ۲ـ۵ رابطهٔ بین شدت باد و دیگر پارامترها در مقیاس بوفورت

درجهٔ بوفورت	نوع باد	شدت‌برحسب گره	کیلومتردرساعت	متر در ثانیه	مشخصات باد
۰	آرام	۱>	۱>	۰/۲ـ۰	صعود قائم دود.
۱	حرکت آرام هوا	۳ـ۱	۵ـ۱	۱/۵ـ۰/۳	جهت حرکت هوا با دود قابل تشخیص نیست.
۲	نسیم سبک	۶ـ۴	۱۱ـ۶	۳/۳ـ۱/۶	باد برروی سر و صورت احساس می‌شود.
۳	نسیم ملایم	۱۰ـ۷	۱۹ـ۱۲	۵/۴ـ۳/۴	شاخه‌های کوچک و برگ درختان حرکت می‌کند.
۴	باد خفیف	۱۶ـ۱۱	۲۸ـ۲۰	۷/۹ـ۵/۵	گرد و خاک بلند می‌شود و شاخه‌های درختان تکان می‌خورد.
۵	باد ملایم	۲۱ـ۱۷	۳۸ـ۲۹	۱۰/۷ـ۸/۰	درختان کوچک تکان می‌خورند.
۶	باد تند	۲۷ـ۲۲	۴۹ـ۳۹	۱۳/۸ـ۱۰/۸	شاخه‌های بزرگ تکان می‌خورد، سیمهای تلگراف سوت می‌کشد.
۷	باد شدید	۳۳ـ۲۸	۶۱ـ۵۰	۱۷/۱ـ۱۳/۹	تکان همهٔ درختان؛ حرکت در خلاف جهت باد مشکل است.
۸	باد طوفانی	۴۰ـ۳۴	۷۴ـ۶۲	۲۰/۷ـ۱۷/۲	شاخه درختان می‌شکند؛ حرکت در خلاف جهت باد میسر نیست.
۹	طوفان	۴۷ـ۴۱	۸۸ـ۷۵	۲۴/۴ـ۲۰/۸	سفال پشت‌بام و لوله دودکشها از جاکنده می‌شود.
۱۰	طوفان شدید	۵۵ـ۴۸	۱۰۲ـ۸۹	۲۸/۴ـ۲۴/۵	درختان از ریشه کنده می‌شود، خسارت سنگینی به ساختمانها وارد می‌شود.
۱۱	طوفان هوریکان‌وار	۶۳ـ۵۶	۱۱۷ـ۱۰۳	۳۲/۶ـ۲۸/۵	بندرت در خشکی به وجود می‌آید؛ خسارت در مقیاس وسیع رخ می‌دهد.
۱۲	هوریکان	≥/۶۴	≥/۱۱۸	≥۳۲/۷	آثار فاجعه‌آمیز دارد.

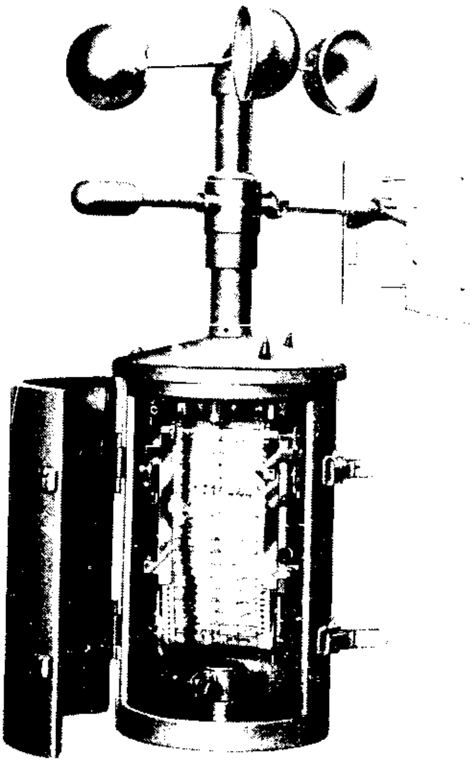
یک نوار فلزی مستطیلی‌شکل درست شده است که انتهای فوقانی آن به محور فلزی قائمی متصل است. این نوار برحسب مقدار سرعت باد و تحت تأثیر نیروی حاصل از آن جابه‌جا می‌شود. شدت باد را از روی صفحهٔ مدرّج مجاور نوار مستقیماً می‌خوانند و جهت باد را نیز پرچمی فلزی که آزادانه حول محور خود جابه‌جا می‌شود مشخص می‌کند (شکل پ ۵ـ۵).



شکل پ ۵ـ۵ بادسنج ویلد

۲. بادسنج فنجانی. این بادسنج از چند فنجان میان‌تهی فلزی تشکیل شده است که بر اثر باد به حرکت درمی‌آیند. فنجانها به یک محور فلزی متصلند که دَوَران ناشی از حرکت آنها به تعدادی چرخ‌دنده منتقل می‌شود و مسافت طی‌شده به‌وسیله حرکت فنجانها، در واحد زمان با یک شمارشگر (مانند شمارشگر اتومبیل) به واحد متر در ثانیه یا کیلومتر درساعت نشان داده‌می‌شود. حرکت فنجانها در انواع ثبّات این بادسنج با اهرمهای مخصوص به استوانهٔ ثبّات که سرعت باد بر آن ثبت می‌شود، منتقل می‌شود. جهت باد نیز به‌وسیله بادنما که به دستگاه بادسنج متصل است اندازه گیری می‌شود (شکل پ ۶ـ۵).

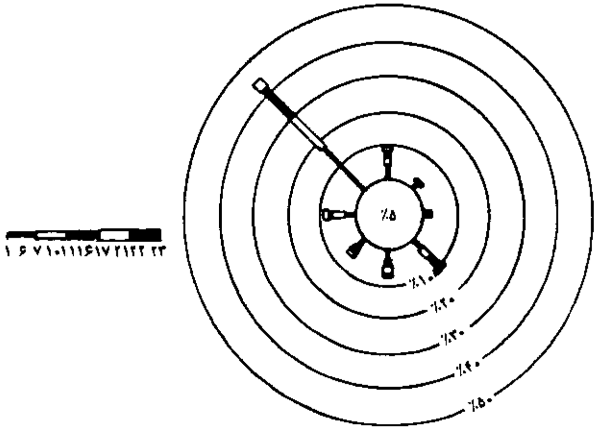
اندازه گیری باد در لایه‌های بالایی اتمسفر، به طرق مختلف از جمله با بالن هدایت‌شونده انجام می‌گیرد. در این گونه موارد، بالن رهاشده از سطح ایستگاه با تئودولیت تعقیب، و سرعت افقی آن با استفاده از روابط مثلثاتی محاسبه می‌شود.



شکل پ ۶ـ۵ بادسنج فنجانی با ثبّات مکانیکی

گلباد. برای ارزیابی و شناخت سریع وضعیت باد در یک منطقه، غالباً به ترسیم گلباد آن منطقه می‌پردازند که تصویری از جهات باد، توأم با متوسط سرعت در آن جهات، به دست می‌دهد. بدین‌منظور، ابتدا کل موارد دیده‌بانی باد را معادل ۱۰۰ درصد قرار می‌دهند و درصد فراوانی ساعات آرام، یعنی مواردی را که باد وجود نداشته یا سرعت آن از ۱ گره کمتر است، تعیین می‌کنند و فراوانی بقیهٔ موارد را که باد از جهتی معین وزش داشته است، محاسبه می‌کنند و سرانجام با رسم دایره‌ای که معرف ایستگاه مزبور است جهات مشخص‌شده باد را با بازوهایی که طول آن متناسب با فراوانی جهتهای تعیین‌شده است ترسیم می‌کنند. در مرکز این دایره، درصد فراوانی اوقات هوای آرام، با عدد نوشته می‌شود. در هر حال، کل موارد وزش باد در جهات مختلف به علاوهٔ فراوانی اوقات هوای آرام، باید با تعداد کل موارد دیده‌بانی تطبیق کند و دقیقاً همان ۱۰۰ درصد به دست آید.

با گلباد می‌توان سرعت جهات مختلف باد در فواصل مختلف را نیز تعیین و رسم کرد، مثلاً می‌توان فراوانی مواردی را که سرعت باد شمالی بین ۱ـ۳ و ۳ـ۶ و ... گره است در گلباد مشخص کرد. معمولاً فواصل سرعت باد در فواصل زمانی را با خطوطی که ضخامت متفاوت دارند نشان می‌دهند. برای نمونه، گلباد ساعت ۱۲/۵ ماه ژانویهٔ آبادان نشان داده شده است (شکل پ ۷ـ۵). ملاحظه می‌شود که هوای آبادان در مواقع ظهر در ماه ژانویه کمتر آرام است (تنها ۵ درصد) و جهت باد غالب[1] از شمال غرب است (۴۴ درصد) و سرعت آن، گاه به ۲۱ گره می‌رسد.



شکل پ ۷ـ۵ گلباد؛ ساعت ۱۲/۵ ماه ژانویه آبادان (از اطلس اقلیمی ایران)

۱. باد غالب بادی است که بیشترین دفعات وزش را داشته باشد.

پ ۴ـ۵ رطوبت هوا

رطوبت هوا، مقدار بخار آب هوا را معین می‌کند. بخار آب گازی است نامرئی که تا حد معینی، متناسب با دما در هوا وجود دارد. نیمی از کل بخار آب جوّ در فاصلهٔ قائم از سطح زمین تا ارتفاع حدود ۲ هزار متر وجود دارد. برای سنجش بخار آب، مقیاسهای متفاوتی به کار می‌رود که مهمترین آنها به قرار زیرند:

فشار بخار آب (e). فشار حاصل از بخار آب موجود در جوّ را گویند. برای مثال، اگر فشار هوا در شرایط ۱۰۱۳ هکتوپاسکال گزارش شده باشد و در صورت حذف کامل رطوبت در آن به ۱۰۱۰ هکتوپاسکال کاهش یابد، فشار بخار آب هوا ۳ هکتوپاسکال خواهد بود. حداکثر فشار بخار آب جوّ تابع دماست و با فرمول ماگنوس[1] تعیین می‌شود.

$$E = ۶/۱۰۷ \times e\ X\ p\ \left(\frac{۱۷/۲۶۹ \times t}{۲۳۷/۳+t}\right) \text{هکتوپاسکال}$$

در این فرمول، E فشار بخار آب در حالت اشباع و t دما به سلسیوس است. فشار بخار اشباع نمونه‌هایی از دما در جدول پ ۳ـ۵ آمده است.

کسری اشباع (d). اختلاف بین فشار بخار آب در حالت اشباع E، در دمای اندازه‌گیری‌شده t و بخار آب واقعی و موجود در همان دما را کسری اشباع می‌نامیم. بنابراین:

$$d=E(t)-e \text{ هکتوپاسکال}$$

نم نسبی (u). نسبت مقدار رطوبت موجود به رطوبت اشباع در همان دمای اندازه‌گیری‌شده را نشان می‌دهد. مثلاً نم‌نسبی ۷۰ درصد مشخص می‌کند که در حال حاضر، ۷۰ درصد از ظرفیت نهایی جذب بخار آب خود را دارد. نم نسبی از رابطهٔ زیر به دست می‌آید.

$$u=۱۰۰\frac{e}{E(t)}\ [\%]$$

نم مطلق (a). عبارت است از مقدار بخار آب موجود در یک متر مکعب از هوا، بر حسب گرم. مثلاً نم مطلق ۱۰ گرم به معنی آن است که در یک متر مکعب از هوا، ۱۰ گرم بخار آب وجود دارد. بین نم مطلق و فشار بخار آب رابطهٔ زیر برقرار است.

$$a=۲۱۶/۶۸\frac{e}{۲۷۳+t}\ gm^{۳} \text{ به}$$

---

1. Magnus

نم ویژه. نشان می‌دهد که چند گرم بخار آب در یک کیلوگرم هوای مرطوب وجود دارد. مثلاً هوایی که نم ویژهٔ آن ۱۲ باشد، در هر کیلوگرم خود، ۱۲ گرم بخار آب و ۹۸۸ گرم هوای خشک دارد. رطوبت ویژه را با توجه به فشار بخار آب (e) و فشار هوا (p) که هر دو برحسب هکتوپاسکال هستند تعیین می‌کنند.

$$s=\frac{622e}{p-0/378e}\approx 622\frac{e}{p}\ \frac{\text{بخار آب (گرم)}}{\text{هوای مرطوب (کیلوگرم)}}$$

نسبت مخلوط *(m)*. مقدار بخار آب موجود به ازای یک کیلوگرم هوای خشک است. برای مثال، نسبت مخلوط ۱۲ نشان می‌دهد که به ازای هر ۱۰۰۰ گرم هوای خشک، ۱۲ گرم بخار آب وجود دارد. نسبت مخلوط را از رابطهٔ زیر به دست می‌آورند.

$$m=622\frac{e}{p-e}\approx 622\frac{e}{p}\ \frac{\text{بخار آب (گرم)}}{\text{هوای خشک (کیلوگرم)}}$$

نم ویژه و نسبت مخلوط، از نظر مقدار، اختلاف چندانی ندارند (به جدول پ ۳ـ۵ توجه کنید).

جدول پ ۳ـ۵ ارقام اشباع بخار آب در دمای متفاوت

دما (t) (°C)	فشار اشباع (E) (Hp)	رطوبت مطلق (a) (gm^{-3})	رطوبت ویژه (S) (gkg^{-1})	نسبت مخلوط (m) (gkg^{-1})
۱۰-	۲/۸۷	۲/۳۵	۱/۷۷	۱/۷۷
۵-	۴/۲۱	۳/۴۱	۲/۶۰	۲/۶۱
۰	۶/۱۱	۴/۸۵	۳/۷۹	۳/۸۰
۵	۸/۷۳	۶/۸۱	۵/۴۱	۵/۴۴
۱۰	۱۲/۲۹	۹/۴۱	۷/۶۱	۷/۶۷
۱۵	۱۷/۰۸	۱۲/۸۶	۱۰/۶۰	۱۰/۷۱
۲۰	۲۳/۴۲	۱۷/۳۳	۱۴/۵۷	۱۴/۷۹
۲۵	۳۱/۷۳	۲۳/۱۰	۱۹/۸۱	۲۰/۲۱
۳۰	۴۲/۴۹	۳۰/۴۳	۲۶/۶۴	۲۷/۳۷
۳۵	۵۶/۲۹	۳۹/۶۸	۳۵/۵۰	۳۶/۸۱

دمای نقطه شبنم (Td). نقطهٔ شبنم یا دمای شبنم دمایی است که در آن فشار بخار آب موجود در هوا (e) به فشار اشباع (E) تبدیل می‌شود. دمای هوا در مواقع نم نسبی، ۱۰۰ درصد برابر با نقطهٔ شبنم می‌شود و هر چه نم نسبی هوا کمتر باشد، به همان نسبت دمای شبنم کمتر از دمای هوا خواهد بود.

دمای هم‌ارز (te). این معیار نیز رطوبت هوا را به طور غیرمستقیم نشان می‌دهد. دمای هم‌ارز دمایی است که هوا کسب می‌کند. اگر تمام بخار آب موجود در هوا (در شرایط فشار ثابت) متراکم شود و گرمای نهان آزادشدهٔ آن به مصرف افزایش دمای هوا برسد، دمای هم‌ارز را با فرمول زیر محاسبه می‌کنند:

$$Te = T + V\delta e[^{\circ}C]$$

در این فرمول، e فشار بخار آب به هکتوپاسکال و T دما برحسب سلسیوس است.

دمای تر (TW). این معیار نیز همانند دمای شبنم و دمای هم‌ارز، مقدار رطوبت هوا را به طور غیرمستقیم بیان می‌کند. دمای تر، کمترین دمایی است که هوا در شرایط فشار ثابت، بر اثر تبخیر آب به درون آن پیدا می‌کند. چون تبخیر، انرژی هوا را مصرف می‌کند و دمای آن را پایین می‌آورد، عمل تبخیر و درنتیجه، کاهش دمای هوا تا زمانی که هوا به ظرفیت نهایی خود در نگهداری رطوبت برسد ادامه می‌یابد. بنابراین، دمای تر به طور غیرمستقیم نشان می‌دهد که چقدر آب باید تبخیر شود تا هوای مزبور به حد اشباع برسد.

دمای تر، از نظر مقدار، تقریباً معادل رقم دماسنج تر در دستگاه نم‌سنج است (به اندازه گیری رطوبت هوا مراجعه کنید).

دمای پتانسیل (Tp). دمایی است که تودهٔ هوا در صورت فرونشینی آدیاباتیک خشک در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی پیدا می‌کند.

ابزارهای اندازه‌گیری

رطوبت هوا در ایستگاههای هواشناسی و اقلیمی معمولاً با نم‌سنج اندازه گیری می‌شود. این دستگاه از دو دماسنج جیوه‌ای مشابه تشکیل شده که به دور مخزن یکی از آنها فتیله‌ای پیچیده شده است و انتهای آن در یک ظرف آب قرار دارد. این قسمت از نم‌سنج را دماسنج تر و قسمت دیگر را دماسنج خشک نامیده‌اند. دماسنج تر باید در معرض جریانی دائم از باد با سرعت ۲-۳ متر در ثانیه قرار داشته باشد و این کار را با پنکهٔ

کوچک الکتریکی یا مکانیکی، که در نزدیک مخزن دماسنج یادشده قرار دارد، انجام می‌دهند. اختلاف بین دماسنج تر و خشک، معیاری از رطوبت هواست؛ زیرا هر چه خشکتر باشد، تبخیر آب داخل ظرف و فتیله بیشتر انجام می‌گیرد و چون عمل تبخیر با مصرف انرژی همراه است، دماسنج تر اُفت بیشتری نشان می‌دهد. برعکس، در شرایطی که تبخیر انجام نمی‌گیرد، (رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد است) اختلاف دما بین دماسنج تر و خشک صفر است. بنابراین با توجه به اختلاف دمای مزبور و استفاده از جدولهای مخصوص (مانند جدول پ ۴ـ۵) مقدار رطوبت نسبی به دست می‌آید.

برای مثال، اگر دماسنج خشک ۳۴ و دماسنج تر ۲۴ درجهٔ سلسیوس را نشان دهد، تفاوت دما برابر خواهد شد با:

$$\Delta t=۳۴-۲۴=۱۰^{\circ}C$$

بنابراین، با استفاده از جدول پ ۴ـ۵ برای ۳۴ درجه دمای خشک و ۱۰ درجه تفاوت دمای تر و خشک، ۴۳ درصد رطوبت نسبی به دست می‌آید.

می‌توان رطوبت نسبی و نقطهٔ شبنم را از طریق جدولی کاملتر به دست آورد. به جدول پ ۵ـ۵ توجه کنید. در این جدول، اولین ستون دست راست معرف دمای خشک است و در ستون دوم، فشار اشباع متناسب با دما قید شده است. اعداد ردیف افقی با توجه به دمای خشک و تفاوت دمای تر و خشک، دمای شبنم را نشان می‌دهد.

مثلاً در شرایط مثال قبل (دمای خشک ۳۴ درجهٔ سانتیگراد و اختلاف دمای تر و خشک ۱۰ درجهٔ سانتیگراد)، با مراجعه به جدول پ ۵ـ۵ رقم $۲۰^{\circ}C$ برای نقطهٔ شبنم به دست می‌آید.

در عین حال، اگر دمای شبنم و دمای خشک را داشته باشیم، می‌توانیم با توجه به مقادیر فشار اشباع در این دو دما رطوبت نسبی را به دست آوریم. مثلاً فشار اشباع برای نقطهٔ شبنم $۲۰^{\circ}C$، (طبق ستون دوم جدول پ ۵ـ۵) ۲۳/۳۷ هکتوپاسکال و برای دمای خشک ۳۴ درجهٔ سلسیوس برابر ۵۳/۲۰ هکتوپاسکال است. بنابراین رطوبت نسبی این محیط طبق محاسبهٔ زیر ۴۳/۹ درصد است.

$$u=\frac{۲۳/۳۷}{۵۳/۲۰}\times ۱۰۰=۴۳/۹$$

جدول پ ۴ـ۵ تعیین رطوبت نسبی

درجهٔ حرارت	تفاوت دمای تر و خشک															
هوا(خشک)$^{\circ}C$	۰	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵
−۱۰	۹۱	۶۰	۳۱	۲												
−۸	۹۳	۶۵	۳۹	۱۳												
−۶	۹۴	۷۰	۴۶	۲۳	۰											
−۴	۹۶	۷۴	۵۳	۳۲	۱۱											
−۲	۹۸	۷۸	۵۸	۳۹	۲۱	۳										
۰	۱۰۰	۸۱	۶۳	۴۶	۲۹	۱۳										
۲	۱۰۰	۸۴	۶۸	۵۲	۳۷	۲۲	۷									
۴	۱۰۰	۸۵	۷۱	۵۷	۴۳	۲۹	۱۶									
۶	۱۰۰	۸۶	۷۳	۶۰	۴۸	۳۵	۲۴	۱۱								
۸	۱۰۰	۸۷	۷۵	۶۳	۵۱	۴۰	۲۹	۱۹	۸							
۱۰	۱۰۰	۸۸	۷۷	۶۶	۵۵	۴۴	۳۴	۲۴	۱۵	۶						
۱۲	۱۰۰	۸۹	۷۸	۶۸	۵۸	۴۸	۳۹	۲۹	۲۱	۱۲	۴					
۱۴	۱۰۰	۹۰	۷۹	۷۰	۶۰	۵۱	۴۲	۳۴	۲۶	۱۸	۱۰	۳				
۱۶	۱۰۰	۹۰	۷۱	۸۱	۶۳	۵۴	۴۶	۳۸	۳۰	۲۳	۱۵	۸				
۱۸	۱۰۰	۹۱	۸۲	۷۳	۶۵	۵۷	۴۹	۴۱	۳۴	۲۷	۲۰	۱۴	۷			
۲۰	۱۰۰	۹۱	۸۳	۷۴	۶۶	۵۹	۵۱	۴۴	۳۷	۳۱	۲۴	۱۸	۱۲	۶		
۲۲	۱۰۰	۹۲	۸۳	۷۶	۶۸	۶۱	۵۴	۴۷	۴۰	۳۴	۲۸	۲۲	۱۷	۱۱	۶	
۲۴	۱۰۰	۹۲	۸۴	۷۷	۶۹	۶۲	۵۶	۴۹	۴۳	۳۷	۳۱	۲۶	۲۰	۱۵	۱۰	۵
۲۶	۱۰۰	۹۲	۸۵	۷۸	۷۱	۶۴	۵۸	۵۱	۴۶	۴۰	۳۴	۲۹	۲۴	۱۹	۱۴	۱۰
۲۸	۱۰۰	۹۳	۸۵	۷۸	۷۲	۶۵	۵۹	۵۳	۴۸	۴۲	۳۷	۳۲	۲۷	۲۲	۱۸	۱۳
۳۰	۱۰۰	۹۳	۸۶	۷۹	۷۳	۶۷	۶۱	۵۵	۵۰	۴۴	۳۹	۳۵	۳۰	۲۵	۲۱	۱۷
۳۲	۱۰۰	۹۳	۸۶	۸۰	۷۴	۶۸	۶۲	۵۷	۵۱	۴۶	۴۱	۳۷	۳۲	۲۸	۲۴	۲۰
۳۴	۱۰۰	۹۳	۸۷	۸۱	۷۵	۶۹	۶۳	۵۸	۵۳	۴۸	۴۳	۳۹	۳۵	۳۰	۲۶	۲۳
۳۶	۱۰۰	۹۴	۸۷	۸۱	۷۵	۷۰	۶۴	۵۹	۵۴	۵۰	۴۵	۴۱	۳۷	۳۳	۲۹	۲۵
۳۸	۱۰۰	۹۴	۸۸	۸۲	۷۶	۷۱	۶۶	۶۱	۵۶	۵۱	۴۷	۴۳	۳۹	۳۵	۳۱	۲۷
۴۰	۱۰۰	۹۴	۸۸	۸۲	۷۷	۷۲	۶۷	۶۲	۵۷	۵۳	۴۸	۴۴	۴۰	۳۶	۳۳	۲۹

جدول پ ۵ـ۵ تعیین نقطه دمای شبنم و رطوبت نسبی

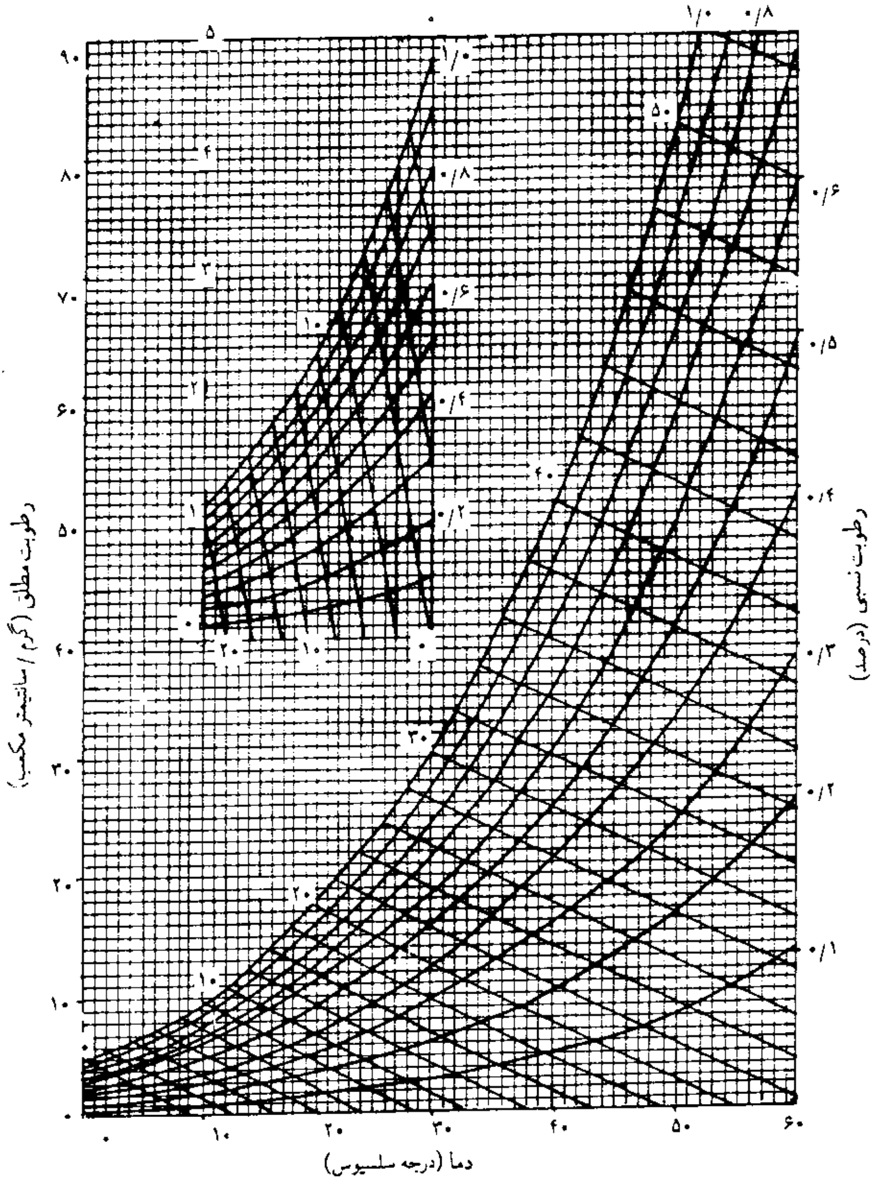
درجه‌حرارت	فشاربخاراشباع		تفاوت دمای تر و خشک															
(خشک)°C	Hp	Hg	۰	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵
-۱۰	۲/۶۸	۰/۰۸۵	-۱۱	-۱۶	-۲۴													
-۸	۳/۳۵	۰/۰۹۹	-۹	-۱۳	-۲۰	-۳۳												
-۶	۳/۹۱	۰/۱۱۵	-۷	-۱۱	-۱۶	-۲۴												
-۴	۴۵۵	۰/۱۳۴	-۵	-۸	-۱۲	-۱۹	-۳۲											
-۲	۵/۲۸	۰/۱۵۶	-۲	-۵	-۹	-۱۴	-۲۲											
۰	۶/۱۱	۰/۱۸۰	۰	-۳	-۶	-۱۱	-۱۶	-۲۷										
۲	۷/۰۵	۰/۲۰۸	۲	-۱	-۳	-۷	-۱۲	-۱۹	-۳۳									
۴	۸/۱۳	۰/۲۴۰	۴	۲	-۱	-۴	-۸	-۱۳	-۲۱	-۴۷								
۶	۹/۳۵	۰/۲۷۶	۶	۴	۲	-۱	-۵	-۹	-۱۴	-۳۳								
۸	۱۰/۷۲	۰/۳۱۷	۸	۶	۴	۱	-۲	-۵	-۹	-۱۵	-۲۶							
۱۰	۱۲/۲۷	۰/۳۶۲	۱۰	۸	۶	۴	۱	-۲	-۵	-۱۰	-۱۷	-۲۹						
۱۲	۱۴/۰۲	۰/۴۱۴	۱۲	۱۰	۸	۶	۴	۱	-۲	-۶	-۱۱	-۱۸	-۳۴					
۱۴	۱۵/۹۸	۰/۴۷۲	۱۴	۱۲	۱۱	۹	۶	۴	۱	-۲	-۶	-۱۱	-۱۹					
۱۶	۱۸/۱۷	۰/۵۳۲	۱۶	۱۴	۱۳	۱۱	۹	۷	۴	۱	-۲	-۶	-۱۱					
۱۸	۲۰/۶۳	۰/۶۰۹	۱۸	۱۶	۱۵	۱۳	۱۱	۹	۷	۴	۲	-۲	-۶	-۱۰				
۲۰	۲۳/۳۷	۰/۶۹۰	۲۰	۱۹	۱۷	۱۵	۱۴	۱۲	۱۰	۷	۵	۲	-۱	-۴				
۲۲	۲۶/۴۳	۰/۷۸۰	۲۲	۲۱	۱۹	۱۷	۱۶	۱۴	۱۲	۱۰	۸	۵	۲	-۱	-۵			
۲۴	۲۹/۸۳	۰/۸۸۱	۲۴	۲۳	۲۱	۲۰	۱۸	۱۶	۱۵	۱۳	۱۱	۸	۶	۳	-۱	-۵	-۱۰	
۲۶	۳۳/۶۱	۰/۹۹۲	۲۶	۲۵	۲۳	۲۲	۲۰	۱۹	۱۸	۱۵	۱۳	۱۱	۹	۶	۴	۰	-۴	-۹
۲۸	۳۷/۸۰	۱/۱۱۶	۲۸	۲۷	۲۵	۲۴	۲۲	۲۱	۱۹	۱۸	۱۶	۱۴	۱۲	۱۰	۷	۴	۱	-۳
۳۰	۴۲/۴۳	۱/۲۵۳	۳۰	۲۹	۲۷	۲۶	۲۵	۲۳	۲۲	۲۰	۱۸	۱۷	۱۵	۱۳	۱۰	۸	۵	۲
۳۲	۴۷/۵۵	۱/۴۰۴	۳۲	۳۱	۲۹	۲۸	۲۷	۲۵	۲۴	۲۲	۲۱	۱۹	۱۷	۱۵	۱۳	۱۱	۹	۶
۳۴	۵۳/۲۰	۱/۵۷۹	۳۴	۳۳	۳۲	۳۰	۲۹	۲۸	۲۶	۲۵	۲۳	۲۱	۲۰	۱۷	۱۶	۱۴	۱۲	۱۰
۳۶	۵۶/۴۲	۱/۷۵۵	۳۶	۳۵	۳۴	۳۲	۳۱	۳۰	۲۸	۲۷	۲۵	۲۴	۲۲	۲۱	۱۹	۱۷	۱۵	۱۳
۳۸	۶۶/۲۶	۱/۹۵۷	۳۸	۳۷	۳۶	۳۴	۳۳	۳۲	۳۰	۲۹	۲۸	۲۶	۲۵	۲۳	۲۱	۲۰	۱۸	۱۶
۴۰	۷۳/۷۸	۲/۱۷۹	۴۰	۳۹	۳۸	۳۶	۳۵	۳۴	۳۳	۳۱	۳۰	۲۸	۲۷	۲۵	۲۴	۲۲	۲۰	۱۹

برای محاسبه سریع پارامترهای رطوبت، به طور عملی، از نمودارهای رطوبت استفاده می‌شود که نمونه‌ای از آن در شکل پ۸ـ۵ ارائه شده است. در این نمودار، خطوط موازی افقی، رطوبت مطلق (a برحسب گرم بر مترمکعب)، خطوط موازی عمودی، دما و دمای نقطهٔ شبنم، خطوط قوسی‌شکل، رطوبت نسبی (u، برحسب درصد) و خطوط مستقیم مورّب، دمای تر را نشان می‌دهد. برای محاسبهٔ پارامترهای رطوبت به ازای دماهای زیر صفر درجهٔ سلسیوس از منحنیهای کوچکتر داخل نمودار استفاده می‌شود. برای آشنایی با روش استفاده از نمودار مزبور به مثال زیر توجه کنید.

براساس آمار سالنامهٔ هواشناسی سال ۱۹۷۷، نم‌نسبی در ساعت $۱۲\frac{۱}{۲}$ ماه ژوئیه در رشت ۶۲ درصد و میانگین دمای ماه مزبور ۲۵/۲ درجهٔ سلسیوس است. با استفاده از نمودار رطوبت، می‌توانیم مقدار رطوبت مطلق (a)، حداکثر آن در حالت اشباع (A)، دمای نقطهٔ شبنم (Td) و بالاخره دمای تر هوای رشت را محاسبه کنیم.

برای محاسبهٔ رطوبت مطلق، از محل تلاقی منحنی رطوبت نسبی ۶۲ درصد و دمای متوسط $۲۵/۲^\circ C$ در نمودار مزبور، خطی عمود بر محور سمت چپ نمودار (محور رطوبت مطلق) رسم می‌کنیم و محل تلاقی این خط با محور مزبور را می‌خوانیم. عدد حاصل ۱۴=a گرم است و این بدان معنی است که در هر متر مکعب هوا، ۱۴ گرم بخار آب وجود داشته است. حداکثر گنجایش رطوبت (A) رطوبتی است که هوا در حالت اشباع، یعنی در ۱۰۰=u درصد، در همان دما می‌تواند داشته باشد. برای به دست آوردن این پارامتر، خط دما را ادامه می‌دهیم تا منحنی رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد را در نقطه‌ای قطع کند. اکنون از محل تلاقی خط، عمودی بر محور رطوبت مطلق رسم می‌کنیم و عدد آن را می‌خوانیم. این عدد ۲۳ گرم است، یعنی اگر بخواهیم هوای رشت را در همان دمای $۲۵/۲^\circ C$ به حد اشباع برسانیم، باید (۹=۱۴−۲۳) گرم بخار آب دیگر به آن اضافه کنیم.

برای محاسبهٔ دمای نقطهٔ شبنم (Td)، از محل تلاقی منحنی مربوط به ۶۲ درصد رطوبت نسبی و دمای $۲۵/۲^\circ C$ به موازات محور افقی نمودار، خطی تا منحنی رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد می‌کشیم و از محل تلاقی این خط با منحنی یادشده خطی عمود بر محور افقی نمودار رسم می‌کنیم و عدد محل تقاطع را می‌خوانیم. این عدد برای مثال ما $۱۶^\circ C$ است که معرف دمای نقطهٔ شبنم است. دمای نقطهٔ شبنم نشان می‌دهد که هوا با رطوبت فعلی موجود در آن، در ۱۶ درجه سانتیگراد به اشباع می‌رسد، یعنی اگر بخواهیم



شکل پ ۵.۸ نمودار تعیین عناصر هوا

این هوا را بدون افزایش رطوبت به حد اشباع برسانیم، باید دمای آن را حدود ۹°C (۹=۱۶−۲۵) کاهش دهیم.

برای محاسبهٔ دمای تر، ابتدا از محل تلاقی رطوبت نسبی و دما خطی به موازات خطوط موزّب رسم می‌کنیم تا منحنی رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد را در نقطه‌ای قطع کند و سپس از نقطهٔ مزبور، خطی عمود بر محور افقی نمودار رسم می‌کنیم و عدد آن را که ۱۹/۷°C است می‌خوانیم. این عدد کمترین دمایی است که هوا در صورتی که تمام بخار آب موجود در آن تبخیر شود، به آن می‌رسد (به فصل ششم مراجعه کنید).

از انواع دیگر رطوبت‌سنج می‌توان رطوبت‌سنج مویی، رطوبت‌نگار مویی یا از حاصل ترکیب آن با دماسنج، یعنی نم ـ دماسنج، نام برد. در تمام این وسایل، از خاصیت طویل شدن تارهای مو در مقابل رطوبت و کوتاه‌شدن آن در مواقع خشکی هوا استفاده می‌شود و حرکات آن از روی صفحه‌ای مدرّج خوانده می‌شود یا با اهرمهایی مخصوص برروی استوانهٔ ثبّات منتقل و به این ترتیب رطوبت نسبی هوا اندازه گیری می‌شود.

ابر

دیده‌بانی ابر در ایستگاههای اقلیمی، تشخیص نوع و ثبت مقدار درجهٔ پوشش آسمان با ابرهای مختلف را شامل می‌شود. این کار در ایستگاههای هواشناسی، دقیقتر انجام می‌گیرد و علاوه برآن، ارتفاع سطح پایهٔ ابر را نیز تخمین می‌زنند یا اندازه می‌گیرند.

ابزارهای اندازه‌گیری

اندازه گیری ارتفاع ابر با ابزارها و امکانات مختلفی صورت می‌گیرد که مهمترین آنها عبارتند از: پروازهای سنجشی، بالنهای هواشناسی، نورافکنهای قوی، سنجش زمان رفت و برگشت نور در برخورد به سطح ابر و رادارهای هواشناسی.

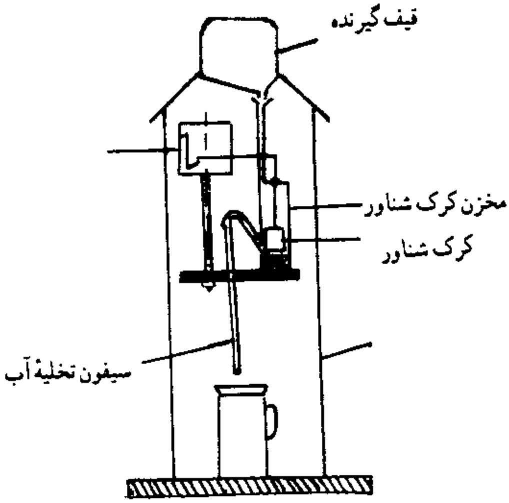
ریزشهای جوّی

منظور از ریزشهای جوّی، نزول بخار آب موجود در جوّ به صورت مایع، جامد یا هر دو است. مقیاس رایج سنجش بارش میلیمتر است و منظور از ۱ میلیمتر بارش، در حقیقت ۱ لیتر آب باران در هر متر مربع است.

ابزارهای اندازه‌گیری

اندازه‌گیری باران با باران‌سنجهای مختلف و از جمله باران‌سنج سادهٔ هلمان[1] یا باران‌سنج ثبّات انجام می‌گیرد. باران‌سنج سادهٔ هلمان شامل یک استوانه است که آب باران در آن با قیفی به درون استوانهٔ کوچکتری هدایت می‌شود. مساحت قسمت بالایی قیفِ گیرندهٔ باران متفاوت است. مثلاً در باران‌سنجهای هلمان، سطح ۲۰۰ سانتیمتر مربع رعایت می‌شود، درحالی که در بعضی از کشورها، سطح مزبور بزرگتر است. اندازه‌گیری آب باران در درون استوانهٔ کوچک با خط کشی انجام می‌گیرد که درجه‌بندی آن متناسب با قطر استوانهٔ داخلی است، به طوری که ۱ میلیمتر باران با ۱ لیتر آب باران در مترمربع مطابقت می‌کند.

در باران‌سنجهای ثبّات، فشار آب جمع‌شده در مخزن به وسیلهٔ اهرم یا جسم شناوری که نوک آنها به قلم رسّام مجهز است، برروی استوانهٔ ثبّات منتقل می‌شود (شکل پ ۹ـ۵). در صورتی که بارش جوّی به صورت جامد (برف، تگرگ و غیره) باشد، مقدار آن را پس از عمل ذوب اندازه‌گیری می‌کنند. مقدار آب حاصل از ذوب برف، به وزن مخصوص آن بستگی دارد. به طور متوسط هر ۳۰ سانتیمتر برف، معادل با ۲۵ میلیمتر بارندگی است.



شکل پ ۹ـ۵ باران‌سنج سادهٔ ثبّات

1. Hellman

پ ۵ـ۵ ابزارهای اندازه گیری اتمسفر بالا

رادیو سوند و بالنهای هواشناسی

رادیو سوندها دستگاههایی هستند که برای سنجش عناصر جوّی (فشار، دما و رطوبت) در ارتفاعات بالا به کار می‌روند. شکل ظاهری آنها به یک مکعب‌مستطیل کوچک می‌ماند که در آن ابزارهای ظریف سنجشی، همراه با یک فرستندهٔ موج کوتاه برای انتقال نتایج مورد سنجش از رادیو سوند به ایستگاه سطح زمین، کار گذاشته شده است. رادیو سوند را به بالنهای هواشناسی که از گاز هیدروژن پر شده است می‌بندند و آن را در جوّ رها می‌کنند (شکل پ ۱۰ـ۵).



شکل پ ۵.۱۰ نمونه‌ای از یک رادیو سوند

بالنها علاوه بر رادیو سوند، معمولاً ورقه‌ای را با خود حمل می‌کنند که جنس آن از آلومینیوم و منعکس‌کنندهٔ امواج رادار است. این ورقه به تشخیص جهت باد در ارتفاعات مختلف جوّ از سطح زمین به وسیله رادار کمک می‌کند.

ارتفاع صعود بالنهای هواشناسی، از یک طرف به مرغوبیت جنس بالن و از طرف دیگر به شرایط جوّی بستگی دارد. در تمام طول مراحل صعود، ارقام مورد سنجش از رادیو سوند به ایستگاه سطح زمین مخابره می‌شود. بعد از رسیدن به ارتفاعی معین، بر اثر کاهش تدریجی فشار، حجم بالن به حدی افزایش پیدا می‌کند که باعث انفجار آن می‌گردد. در این حال، رادیو سوند با چتری که در بالای آن تعبیه شده است به سطح زمین برمی‌گردد که می‌تواند مجدداً قابل استفاده باشد.

رادار هواشناسی

در سالهای اخیر، رادار برای افزایش کارآیی پیش‌بینی وضع هوا به ابزاری بسیار ارزشمند تبدیل شده است. زمینه‌های استفاده از رادار در هواشناسی به قرار زیر است:

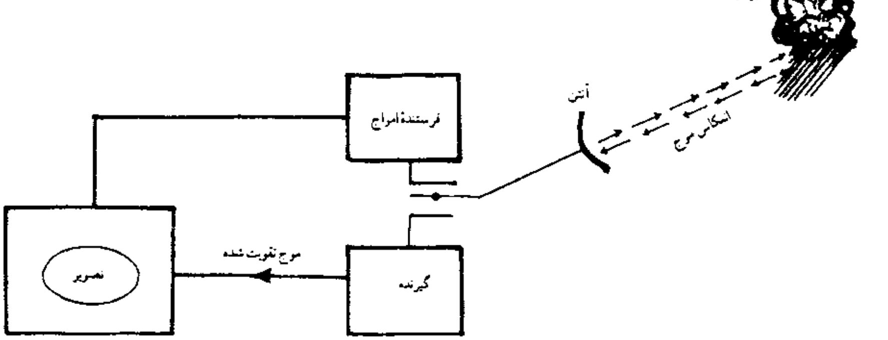
۱. تعیین فاصلهٔ هدف (ابر، منطقهٔ بارش، جبهه‌ها و غیره) تا ایستگاه مورد نظر،
۲. شناخت نوع هدف (مثلاً انواع جبهه‌ها و انواع مختلف ابرها)،
۳. شناخت نوع ریزش (باران، رگبار، تگرگ، برف و ...)،
۴. شناخت موقعیت و ارزیابی انواع سیکلونهای حاره‌ای و توفندها،
۵. شناخت مسیر حرکت و تعقیب روند تغییرات تظاهرات فوق در مسیر حرکت.

کار رادار براساس خاصیت قطرات آب و ذرات بلور موجود در ابرهاست که چون مانعی، امواج ارسال‌شده از رادار مستقر بر سطح زمین را منعکس می‌کند.

از آنجا که سرعت امواج الکترومغناطیسی ثابت است (۳۰۰ هزار کیلومتر در ثانیه)، می‌توان با استفاده از ارسال امواج و سنجش زمان رفت و برگشت آنها، فاصلهٔ هدف از ایستگاه را مشخص کرد. مثلاً اگر زمان رفت و برگشت امواج رادار یک میکروثانیه باشد، فاصلهٔ هدف تا رادار $\frac{۳۰۰}{۲}$ متر (۱۵۰ متر) است.

دستگاه رادار از سه قسمت، یعنی فرستنده، آنتن و گیرنده درست شده است (شکل پ ۱۱ـ۵). ابتدا به وسیله لامپ فرستنده (ماگنترون)[1]، ضربان منقطع از امواج الکترومغناطیسی با فرکانس بالا تولید می‌کنند و آن را از طریق آنتن رادار که در بیشتر موارد محدّب است، به سوی مانع (مثلاً ابر) می‌فرستند. این ضربانها که طول موج آنها غالباً ۳/۲، ۵/۶ و ۸/۶ سانتیمتر انتخاب می‌شود، پس از برخورد به قطرات یا ذرات بلور موجود در ابر، بلافاصله به انعکاس پخشی دچار می‌شوند و به سوی زمین برمی‌گردند که البته تنها قسمتی از آن از طریق آنتن رادار به گیرنده می‌رسد. چون دامنهٔ ضربان مورد بحث در این رفت و برگشت تضعیف می‌شود، آن را با دستگاه تقویت‌کننده‌ای حدود یک میلیون برابر (10^6) تقویت می‌کنند. این امواج در مرحلهٔ بعد به صفحهٔ تصویر (نوسان‌نما)[2] منتقل و بعد به صورت لکه‌های نورانی مشخص می‌شوند.

از روی تصویر دریافتی می‌توان نوع تظاهرات جوّی را بخوبی تشخیص داد. مثلاً



شکل پ ۱۱ـ۵ طرح سادهٔ دستگاه رادار

1. Magnetron 2. Oscillator

رگبار و ابرهای تندری در صفحهٔ تصویر به صورت لکه‌های روشن و نامنظم دیده می‌شوند. در این تشخیص، قطر و جنس قطرات از یک طرف و طول موج ضربان ارسالی به وسیله رادار از طرف دیگر در شدت انعکاس امواج و درنتیجه در شکل ظاهری تصویر نقش دارند؛ بدین‌معنی که هر چه قطرات باران بزرگتر باشد، شدت انعکاس ضربان در برخورد با آنها بیشتر است. همچنین، قطرات آب ضربانها را شدیدتر از ذرات یخ منعکس می‌کنند. سرانجام، انعکاس ذرات بلور در حال ذوب از دیگر شکلهای انعکاس‌دهنده بیشتر است.

در بین تظاهرات جوّی، جبههٔ سرد واضحتر و روشنتر از بقیهٔ تصاویر در رادار دیده می‌شود، به طوری که امکان شناسایی و پیش‌بینی مسیر حرکت آنها با هیچ روشی تا این حد موفق نیست.



شکل پ ۵.۱۲ ،تصویر طوفان حاره‌ای دونا[1] در ساعت ۱۲/۳۰ دقیقهٔ ۱۰ سپتامبر ۱۹۶۰ در منطقهٔ میامی (فلوریدا) برروی صفحهٔ رادار. باند گستردهٔ اطراف چشم طوفان، منطقهٔ بارانی را نشان می‌دهد. فاصلهٔ کانون از محیط دایرهٔ صفحه رادار ۱۸۵ کیلومتر است.

1. Donna

پ ۶ـ۵ ماهواره‌های هواشناسی

عوامل کنترل‌کنندهٔ اصلی و از همه مهمتر، سیستمهای فشار، اقلیم منطقه‌ای معین را کنترل می‌کنند، گفتیم که این سیستمهای فشار در داخل گردش عمومی هوا به وجود می‌آیند و می‌میرند. اغلب اوقات این سیستمها در محلی به وجود می‌آیند و به طرف محلی دیگر حرکت می‌کنند و اقلیم محل اخیر را تحت تأثیر قرار می‌دهند. دیده‌بانیهای معمولی نمی‌تواند تصویری جامع از اینگونه فرایندها به دست دهد. از طرفی، بعضی از مناطق به روشهای معمولی قابل دسترس نیستند و عدم تهیهٔ اطلاعات از آنها، تصویر جامع را خدشه‌دار می‌کند.

استفاده از ماهواره‌های هواشناسی همهٔ این مشکلات را حل کرده است. با استفاده از ماهواره‌ها، از طرفی از دورترین نقاط روی زمین، مانند داخل قطب جنوب، قسمتهای مرکزی صحرای افریقا و ... اطلاعاتی جمع‌آوری می‌شود و از طرف دیگر، منطقهٔ تصویربرداری به اندازه‌ای بزرگ است که جریان تولید، فعالیت و مرگ یک سیستم فشار طی آن، به طور کامل جلوه می‌کند. در اصل، استفاده از ماهواره‌های هواشناسی، مطالعات سینوپتیکی اقلیمی را ممکن کرد و این امکان را به وجود آورد که اقلیم‌شناسان اقلیم را به معنای واقعی کلمه، یعنی به صورت اجتماع همهٔ عناصر تشکیل‌دهندهٔ آن، مطالعه کنند.

ماهواره‌های هواشناسی از نظر ویژگیهای فنی خود، به دو دسته تقسیم می‌شوند:

۱. ماهواره‌های مدار قطبی خورشیدهماهنگ. مدار گردشی این ماهواره‌ها در امتداد نصف‌النهارات است و طوری تنظیم شده‌اند که زمان گذر آنها از استوا در تمام مسیرها ثابت است. این ماهواره‌ها در ارتفاع کمتری (معمولاً کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر) گردش می‌کنند و مدت یک دور گردش آنها به دور زمین، کمتر از ۱۰۰ دقیقه است و سلول تفکیک[۱] آنها نیز کوچکتر است.

۲. ماهواره‌هایی که با زمین هماهنگ هستند، یعنی موقعیت آنها نسبت به زمین ثابت است. این ماهواره‌ها در امتداد مدارها و از مغرب به مشرق می‌گردند. ارتفاع مدار آنها حدود ۳۶ هزار کیلومتر است و مدت یک بار گردش آنها به دور زمین حدود ۲۴ ساعت طول می‌کشد. سلول تفکیک آنها بسیار بزرگ است و دقت کمتری دارند، اما محدودهٔ دید آنها وسیع است و هر دفعه می‌توانند از نصف کرهٔ زمین و در فاصله‌های نیم‌ساعتی تصویر بردارند.

---

۱. کوچکترین مساحتی که اندام چشمی ماهواره در هر نگاه مشاهده می‌کند.

ماهواره‌های خورشید همامنگ

اولین ماهوارهٔ هواشناسی به نام تیروس [1] در آوریل ۱۹۶۰ در ایالت فلوریدای امریکا به فضا پرتاب شد. ارتفاع مدار ماهواره‌های خانواده تیروس ابتدا حدود ۱۳۰۰ کیلومتر بود، ولی بتدریج کاهش یافت و به حدود ۸۰۰ کیلومتر رسید. عضو سنجندهٔ روی این ماهواره‌ها یک رادیومتر رج‌زن پنج باندی است که با APT [2] مشخص است. از سال ۱۹۶۶ به بعد، تعداد دیگری از ماهواره‌های خانوادهٔ تیروس به نام ESSA [3] به فضا پرتاب شدند که عضو سنجندهٔ آنها به AVCS [4] موسوم بود. این اندام سنجنده دو رادیومتر داشت که علاوه بر فعالیتهای معمولی، تابشهای خورشیدی را هم مطالعه می‌کرد.

ماهواره‌های پیشرفته تیروس، در سال ۱۹۷۰ با نام ITOS [5] یا تیروس -اِم، به فضا پرتاب شدند که بعدها به نام ماهواره‌های NOAA [6] معروف گردیدند. از ماهواره‌های خانوادهٔ تیروس، حالا فقط ماهواره‌های NOAA به شماره ۱۱ و ۱۲ در مدار قرار دارند و از سیّاره زمین تصویربرداری می‌کنند.

ویژگیهای مدار ماهواره‌های NOAA به شرح زیر است:

مدار گردش آنها با خورشید هماهنگ است. در هر گردش، یکی از ماهواره‌ها به طرف شمال و دیگری به طرف جنوب در گردش است.

ارتفاع مدار ۸۳۳ تا ۸۷۰ کیلومتر است.

مدت یک دور گردش به دور زمین، ۱۰۲/۵ دقیقه است.

اندامهای سنجندهٔ روی ماهواره‌های NOAA عبارتند از:

۱. رادیومتر AVHRR [7] که اندام سنجنده‌ای رج‌زن و بسیار حساس است و باندهای زیر را دارد:

باند ۱	از	۰/۵۵ تا ۰/۹ میکرومتر
باند ۲	از	۰/۷۲۵ تا ۱/۱ میکرومتر
باند ۳	از	۳/۵۵ تا ۳/۹۳ میکرومتر
باند ۴	از	۱۰/۵ تا ۱۱/۵ میکرومتر
باند ۵	از	۱۱/۵ تا ۱۲/۵ میکرومتر

1. Television Infrared Observation Satellite (TIROS)
2. Automatic Picture Transmission
3. Environmental Science Administration
4. Advanced Vidicon Camera System
5. Improved Tiros Operational Satellites
6. National Oceanic and Atmospheric Administration
7. Advanced Very High Resolution Radiometer

باندهای اول و دوم برای تشخیص ابرها، مرز بین آب و خشکی و تعیین گسترهٔ برف و یخ به کار می‌روند. از باندهای سوم و چهارم در مطالعهٔ پراکندگی ابرها، دمای سطوح تابشی و مطالعهٔ دمای سطح اقیانوسها استفاده می‌شود. در باند پنجم، تابش بخار آب جوّ اندازه گیری می‌شود. میدان دید سنجندهٔ AVHRR ۰/۱ تا ۱/۳ میلی‌رادیان است. ابعاد سلول تفکیک تصاویر این ماهواره‌ها حدود ۱/۱ کیلومتر است.

۲. سنجندهٔ TOVS[1] که از واحدهای جداگانه‌ای تشکیل شده است و فعالیتهای زیر را انجام می‌دهد:

الف) تهیهٔ نیمرخ دمای ضخامت جوّ از سطح زمین تا سطح ۱۰ هکتوپاسکالی، اندازه‌گیری بخار آب جوّ در سه سطح متفاوت و اندازه‌گیری اُزُن اتمسفر.

ب) پرتوهای تابشی را در قسمت مادون قرمز (از ۴/۳ تا ۱۵ میکرومتر) در ۲۰ باند جداگانه اندازه گیری می‌کند.

ج) تابش گازکربنیک را در بالای جوّ اندازه می‌گیرد.

د) تابش در باند مایکروویو را اندازه می‌گیرد.

۳. سنجندهٔ SEM[2] که پروتونهای خورشیدی، ذرات آلفا، تراکم جریان الکترونی، طیف انرژی و مجموع انرژی تابشی را در ارتفاع مدار ماهواره اندازه می‌گیرد.

۴. دستگاه DCS[3] که اطلاعات محیطی مانند دما، فشار، رطوبت و ارتفاع را از سکوهای دیده‌بانی روی زمین، دریافت و پردازش می‌کند.

ماهواره‌های NOAA به علت داشتن سلول تفکیک کوچکتر، اطلاعات دقیقی از تمام عناصر اقلیمی، بویژه از سیستمهای سینوپتیک زودگذر و کوچک ارائه می‌کنند و ساختار ابرها را با دقت نشان می‌دهند. در عین حال، آنها نیمرخهای مختلفی از ویژگیهای اتمسفر تهیه می‌کنند. تفاوت نیمرخ دمای اتمسفر که رادیومتر AVHRR مشخص می‌کند و دمای تعیین‌شده با رادیو سوند، حداکثر $1/5^{\circ}C$ است.

ماهواره‌های زمین‌هماهنگ (GOES)[4]

ماهواره‌های زمین‌هماهنگ در ارتفاع ۳۶ هزار کیلومتری برروی استوا قرار گرفته‌اند و

---

1. Tiros Operational Vertical Saunder
2. Solar Environment Monitor
3. Data Collection System
4. Geostationary Operational Environmental Satellites

همزمان با زمین می‌گردند. در نتیجه، موقعیت آنها نسبت به زمین همیشه ثابت است. اولین ماهوارهٔ آزمایشی GOES در سال ۱۹۷۴ پرتاب شد. در سال ۱۹۷۵، ایالات متحده امریکا شش ماهوارهٔ GOES به فاصله‌های مساوی در مدار زمین قرار داد که هر کدام از آنها می‌تواند نصف کرهٔ زمین را تصویربرداری کند. علاوه بر امریکا، کشورهای اروپایی، ژاپن و هندوستان نیز ماهواره‌های GOES در مدار زمین قرار داده‌اند.

ماهواره‌های GOES ایالات متحده در دو باند ۰/۵۵ تا ۰/۷ میکرومتر و ۱۰/۵ تا ۱۲/۶ میکرومتر، در هر نیم ساعت یک تصویر تهیه می‌کنند. سلول تفکیک باند مرئی ۱/۸ کیلومتر و باند مادون قرمز ۶ کیلومتر است.

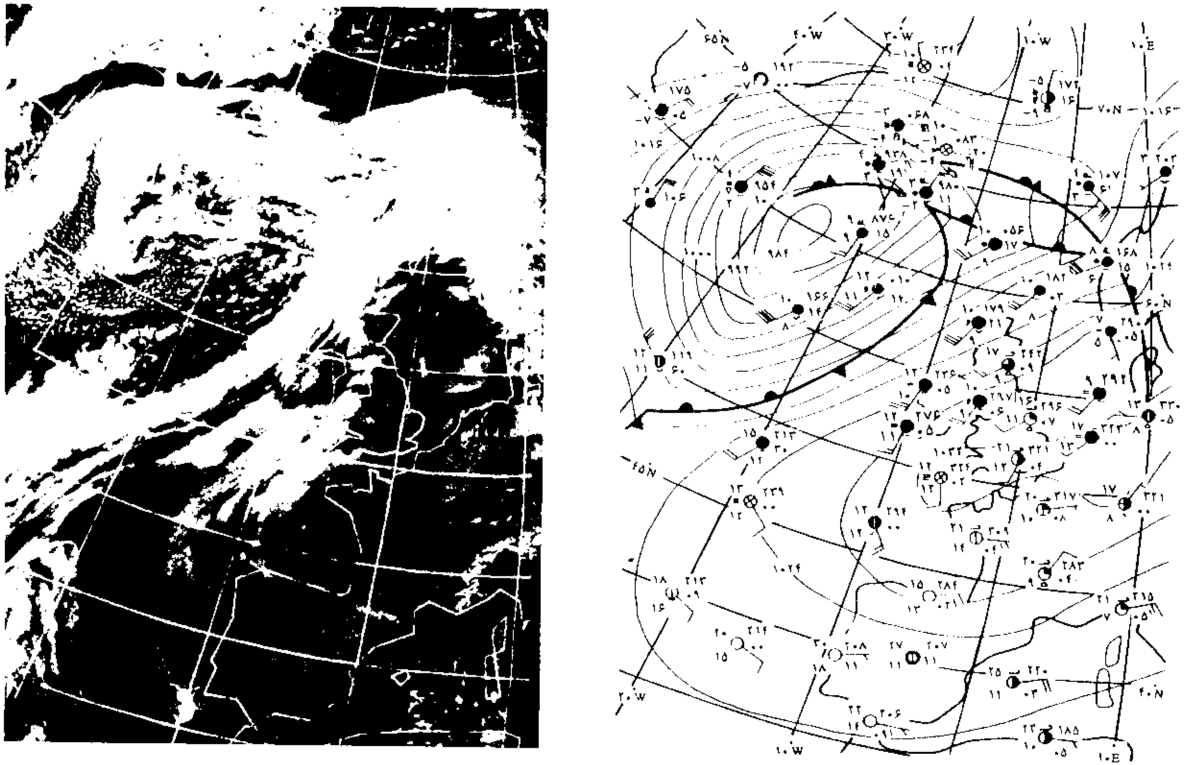
هر تصویر ماهوارهٔ GOES به منزلهٔ یک نقشهٔ هواست که برروی آن تمام سیستمهای فشار براساس ویژگی ابرهای آنها تشخیص داده می‌شوند و چون هر نیم ساعت یک تصویر تهیه می‌شود، عمر سیستمهای فشار از ابتدای تشکیل تا مرگ آنها به طور دقیق مشخص می‌شود. این ماهواره‌ها بهترین وسیله برای شناسایی محل تشکیل، مسیر حرکت و سرعت سیستمهای فشار هستند.

مطالعهٔ ابرها از روی تصاویر ماهواره‌ای

ماهواره‌های هواشناسی در دو باند مرئی و مادون قرمز تصویر تهیه می‌کنند. رنگ زمینهٔ ابرها در هر کدام از این باندها به ویژگیهای خاصی بستگی دارد.

در باند مرئی، رنگ زمینه به قدرت انعکاس (آلبدو) ابر بستگی دارد. ابر هر اندازه ضخیمتر، آبدارتر و از بلورهای یخ انباشته‌تر باشد، شفافتر یا سفیدتر دیده می‌شود. ابرهای کومولونیمبوس بسیار روشن و ابرهای استراتوس نازک و خاکستری‌رنگ دیده می‌شوند. ابرهای سیروس به علت داشتن بلورهای یخ سفید دیده می‌شوند.

رنگ زمینهٔ ابر در باند مادون قرمز به دمای سطح بالایی آن بستگی دارد. هر اندازه ابر پایین‌تر باشد، دمای سطح بالای آن بیشتر و تابش آن زیادتر است و در نتیجه برروی تصویر روشنتر دیده می‌شود. برای مثال، ابرهای استراتوس پایین روشنتر از کومولونیمبوس است، اما چون تصاویر باند مادون قرمز را برای مقایسه با تصاویر باند مرئی به صورت منفی (نگاتیو) چاپ می‌کنند، ابرهای کومولونیمبوس برروی تصاویر مادون قرمز روشنتر از ابرهای استراتوس هستند.



شکل پ ۱۳-۵ تصویر ماهواره‌ای و نقشهٔ تراز دریای مربوط به آن از یک سیستم سیکلون و جبههٔ آمیخته. بیشتر نمادهای سینوپتیک روی نقشه، عمدتاً در بحث روش ترسیم نقشه‌های سینوپتیک شرح داده شد.

پیوست ۶

روشهای آماری در اقلیم‌شناسی

مقدمه

عناصر متفاوت هواشناسی، از قبیل دما، رطوبت، فشار و باد، به دلیل فرایندهای متغیر جوّ، غالباً در فواصل زمانی معین دستخوش نوسان می‌شوند. به این دلیل، کمیّتهای حاصل از دیده‌بانیهای اقلیمی که به سریهای اقلیمی معروفند، ماهیتی آماری پیدا می‌کنند و از لحاظ اندازه و شدت، مقادیر متفاوتی دارند.

سری اقلیمی به دو دستهٔ پیوسته و ناپیوسته تقسیم می‌شود. مثلاً دما، رطوبت و فشار هوا یا خاک جزء کمیّتهای پیوسته محسوب می‌شوند؛ زیرا فاصله‌ای در وضعیت کمیّتهای آنها وجود ندارد؛ بدین‌معنی که خاک یا هوا همیشه از دما یا رطوبت کم یا زیاد برخوردارند. پیوستگی زمانی این کمیّتهای متغیر را می‌توان به صورت منحنی نمایش داد. برعکس، کمیّتی را ناپیوسته می‌نامیم که وجود آن همیشگی نباشد و انفصال زمانی داشته باشد؛ مثلاً یخبندان، بارندگی، طوفان شن، رعد و برق و غیره که ممکن است اتفاق بیفتند یا نیفتند از این قبیلند. ناپیوستگی اینگونه متغیرها را نمی‌توان به صورت منحنی نمایش داد. از این‌رو، معمولاً نمودارهای ستونی یا پلکانی را بدین‌منظور به کار می‌برند. این کمیّتها با اندازه و نیز با تعداد دفعات وقوع خود، طی مدت زمان معینی مشخص می‌شوند.

بنابراین هر سری اقلیمی مبیّن یک کمیّت دیده‌بانی است. این کمیّت یا متغیر را علامت (x) نشان می‌دهند که می‌تواند مقادیر متفاوت x۱، x۲، x۳، ... و xn را داشته باشد. هر دیده‌بانی را که به طور اتفاقی از سری مزبور انتخاب شود با xi نشان می‌دهند.

مقایسهٔ تک‌تک اعداد سریهای دیده‌بانی مشکل و بی‌فایده است و نمی‌تواند بیانگر درست ویژگیهای اقلیمی در نواحی مختلف باشد. از این رو با کاربرد روشهای متداول آماری که بیان آن به زبان ریاضی امکانپذیر است می‌کوشند وضع عمومی

رویدادهای اقلیمی در نواحی مختلف و در نتیجه قوانین عام حاکم برآن را درک کنند.

طبقه‌بندی کلیه اجزاء سری اقلیمی به صورت کیفی یا کمّی وسیله‌ای مناسب برای نمایش آنهاست.

طبقه‌بندی کیفی. این طبقه‌بندی عبارت است از بیان کیفیت و مشخصه‌های اقلیمی و مقایسهٔ آنها با یکدیگر که در ساده‌ترین شکل خود با دارا بودن یا نبودن یک کیفیت خاص انجام می‌گیرد. مثلاً ابری بودن یا بارانی بودن، وجود یا عدم وجود روزهای طوفانی، برفی و یخبندان، برای نمونه، طبق آمار موجود، بین سالهای ۱۹۵۹ـ۱۹۸۱، مشهد هر سال به طور متوسط ۶۰ روز بارانی و ۲۰ روز برفی داشته است. بنابراین ۲۸۰ روز با ریزش جوّی همراه نبوده است. همچنین همین شهر در فاصلهٔ سالهای یادشده، از ۳۶۵ روز سال ۹۶ روز یخبندان و ۲۶۹ روز بدون یخبندان بوده است.

در این نوع طبقه‌بندی می‌توان دو یا چند پدیدهٔ مختلف، مثلاً تعداد روزهای بارانی و جهت و سرعت باد را با هم مقایسه کرد و نتیجه گیری لازم را به عمل آورد.

طبقه‌بندی کمّی. در این طبقه‌بندی، کمیّت سریهای اقلیمی را که به واسطهٔ شاخصی با اعداد و ارقام مشخص می‌شوند درنظر می‌گیرند. در صورت وسعت دامنهٔ این ارقام، ابتدا آنها را مرتب کرده، سپس به منظور سهولت بیشتر به طبقه‌بندی آنها می‌پردازیم.

به جدول پ ۱ـ۶ توجه کنید. در این جدول جمع باران سالانه (به میلیمتر) ثبت‌شده در ایستگاه هواشناسی شهر مونیخ برای مدت ۸۰ سال (از سال ۱۸۵۱ـ۱۹۳۰) نشان داده شده است. انتخاب این جدول برای نشان دادن روش کار به دلیل وسعت سالهای آماری بوده است.

در هر طبقه‌بندی در اقلیم‌شناسی تشخیص صحیح تعداد طبقات و فاصلهٔ آنها اهمیت بسیار دارد. معمولاً برای تعیین تعداد طبقات (K) از فرمول استورگس[1] (۱۹۶۲) استفاده می‌کنند؛ بدین‌معنی که لگاریتم سری دیده‌بانی را در عدد ۳/۳۲ ضرب کرده، حاصل آن را با عدد یک جمع می‌کنند. در مثال فوق، سری دیده‌بانی N=۸۰ است. بنابراین:

$$K = ۱ + ۳/۳۲ \log.N$$

$$\log ۸۰ = ۱/۹۰ \times ۳/۳۲ = ۶/۳۱ + ۱ = ۷/۳۱$$

---

1. Sturges

از گرد کردن نتیجهٔ حاصل از این فرمول نتیجه می‌شود که می‌توانیم هفت طبقه تشکیل دهیم. حال برای تشکیل طبقات باید فاصله‌ای مناسب انتخاب کنیم که تمام ارقام سری مورد بحث را دربرگیرد و در عین حال، مرکز طبقات هم حتی‌الامکان عدد صحیحی را شامل شود. در مثال فوق، فاصله طبقاتی را ۱۰۰ میلیمتر انتخاب می‌کنیم. بدیهی است که انتخاب طبقات و فاصلهٔ آنها برحسب ضرورت می‌تواند به طرق دیگر و با شیوه‌های آماری دیگر نیز انجام پذیرد.

جدول پ ۱ـ۶ جمع باران سالانه (به میلیمتر) برای سالهای ۱۸۵۱ـ۱۹۳۰ در ایستگاه هواشناسی شهر مونیخ

سال	mm	سال	mm	سال	mm	سال	mm
۱۸۵۱	۹۰۳	۱۸۷۱	۷۵۳	۱۸۹۱	۸۲۴	۱۹۱۱	۶۸۳
۱۸۵۲	۸۰۶	۱۸۷۲	۸۱۴	۱۸۹۲	۹۴۱	۱۹۱۲	۱۰۹۴
۱۸۵۳	۸۸۵	۱۸۷۳	۸۰۳	۱۸۹۳	۷۸۸	۱۹۱۳	۹۳۷
۱۸۵۴	۷۸۶	۱۸۷۴	۷۰۲	۱۸۹۴	۹۸۴	۱۹۱۴	۷۹۶
۱۸۵۵	۸۱۹	۱۸۷۵	۷۵۶	۱۸۹۵	۸۳۷	۱۹۱۵	۹۸۹
۱۸۵۶	۶۸۳	۱۸۷۶	۸۲۲	۱۸۹۶	۱۰۱۸	۱۹۱۶	۱۰۲۵
۱۸۵۷	۶۴۱	۱۸۷۷	۸۸۵	۱۸۹۷	۱۱۰۴	۱۹۱۷	۸۹۱
۱۸۵۸	۷۹۴	۱۸۷۸	۸۶۵	۱۸۹۸	۹۶۹	۱۹۱۸	۷۷۰
۱۸۵۹	۸۶۱	۱۸۷۹	۷۷۴	۱۸۹۹	۱۰۵۸	۱۹۱۹	۹۰۴
۱۸۶۰	۹۳۰	۱۸۸۰	۱۰۲۶	۱۹۰۰	۱۰۷۲	۱۹۲۰	۸۷۷
۱۸۶۱	۷۹۳	۱۸۸۱	۸۱۴	۱۹۰۱	۷۲۲	۱۹۲۱	۷۱۲
۱۸۶۲	۸۶۸	۱۸۸۲	۹۸۳	۱۹۰۲	۷۸۵	۱۹۲۲	۱۱۱۲*
۱۸۶۳	۷۷۹	۱۸۸۳	۹۲۴	۱۹۰۳	۸۳۵	۱۹۲۳	۸۷۷
۱۸۶۴	۷۷۵	۱۸۸۴	۸۱۰	۱۹۰۴	۷۷۹	۱۹۲۴	۹۴۱
۱۸۶۵	۵۶۲*	۱۸۸۵	۹۶۴	۱۹۰۵	۹۳۲	۱۹۲۵	۸۴۳
۱۸۶۶	۹۰۱	۱۸۸۶	۹۳۱	۱۹۰۶	۸۴۲	۱۹۲۶	۹۹۷
۱۸۶۷	۹۹۷	۱۸۸۷	۷۳۱	۱۹۰۷	۸۲۷	۱۹۲۷	۹۳۱
۱۸۶۸	۶۸۰	۱۸۸۸	۹۹۵	۱۹۰۸	۷۵۵	۱۹۲۸	۸۴۵
۱۸۶۹	۷۴۶	۱۸۸۹	۹۶۸	۱۹۰۹	۱۰۰۱	۱۹۲۹	۷۷۱
۱۸۷۰	۶۳۰	۱۸۹۰	۹۶۱	۱۹۱۰	۱۰۹۷	۱۹۳۰	۱۰۳۵

*S: *Klimakunde des Deutschen Reiches*; Bd 2., Berlin, 1939.

فراوانی

تعداد دفعاتی را که یک متغیر، مثلاً باران، تکرار می‌شود فراوانی آن متغیر می‌نامند. مجموعه‌ای از ارزشهای اقلیمی و فراوانی متناظر به آنها توزیع فراوانی آن را مشخص می‌کنند.

از جمله روشهای متداول در مطالعهٔ آماری سریهای اقلیمی محاسبهٔ توزیع فراوانی به صورت فراوانی مطلق (fi) است که در آن فقط تکرار دفعات یک رویداد معیار بررسی است. اما برای مقایسهٔ بهتر، غالباً توزیع فراوانی را در ارتباط با مجموع ارقام دیده‌بانی تعیین می‌کنند؛ فراوانی مطلق را بر تعداد کل دفعات دیده‌بانی (N) تقسیم می‌کنند و آن را «فراوانی نسبی» f(x) می‌نامند. بنابراین:

$$f(x) = \frac{fi}{N}$$

در حالی که فراوانی مطلق می‌تواند شامل کلیه موارد دیده‌بانی باشد، ارقام فراوانی نسبی بین صفر تا یک قرار می‌گیرد. از این رو می‌توان فراوانی نسبی را در عدد ۱۰۰ ضرب کرد که در این صورت «درصد فراوانی» به دست می‌آید. جدول پ ۲ـ۶ که براین اساس تهیه شده است، شکلهای مختلف توزیع فراوانی باران سالانه را نشان می‌دهد.

جدول پ ۲ـ۶ طبقه‌بندی سری ارقام باران (به میلیمتر) و شکلهای مختلف توزیع فراوانی

ردیف	فاصلهٔ‌طبقات	مرکزطبقه	فراوانی‌مطلق	فراوانی‌نسبی	درصدفراوانی	درصدفراوانی‌تجمّعی	فراوانی‌نسبی‌تجمّعی
۱	۶۰۰ـ ۵۰۰	۵۵۰	۱	۰/۰۱۲۵	۱/۲۵	۱/۲۵	۰/۰۱۲۵
۲	۷۰۰ـ ۶۰۰	۶۵۰	۵	۰/۰۶۲۵	۶/۲۵	۷/۵	۰/۰۷۵۰
۳	۸۰۰ـ۷۰۰	۷۵۰	۲۰	۰/۲۵۰۰	۲۵/۰۰	۳۲/۵	۰/۳۲۵۰
۴	۹۰۰ـ۸۰۰	۸۵۰	۲۲	۰/۲۷۵۰	۲۷/۵۰	۶۰/۰	۰/۶۰۰۰
۵	۱۰۰۰ـ۹۰۰	۹۵۰	۲۱	۰/۲۶۲۵	۲۶/۲۵	۸۶/۲۵	۰/۸۶۲۵
۶	۱۱۰۰ـ۱۰۰۰	۱۰۵۰	۹	۰/۱۱۲۵	۱۱/۲۵	۹۷/۵۰	۰/۹۷۵۰
۷	۱۲۰۰ـ۱۱۰۰	۱۱۵۰	۲	۰/۰۲۵۰	۲/۵	۱۰۰/۰۰	۱/۰۰۰۰
جمع			۸۰	۱/۰۰	۱۰۰/۰۰		

توزیع فراوانی را در بسیاری موارد به صورت تجمّعی نیز ارائه می‌کنند. برای این منظور، ارقام فراوانی مطلق یا نسبی را به ترتیب از بالا به پایین (یا برعکس) با هم جمع می‌کنند و حاصل را در مقابل طبقهٔ مربوط به آن می‌نویسند. مثلاً ستون هفتم جدول،

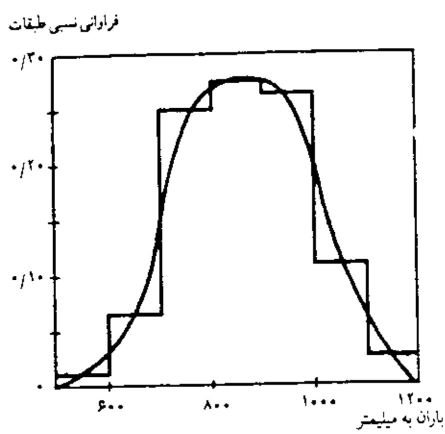
فراوانی تجمّعی[1] را به درصد نشان می‌دهد.

توزیع فراوانی را می‌توان به کمک نمودار نیز ارائه کرد که نمایش آن از این طریق بهتر است. دو شکل رایج از اینگونه نمودارها عبارتند از چند ضلعی فراوانی و نمودار پلکانی.

اگر ارقام متغیر که در مثال ما ارقام باران سالانه است و فراوانی آنها را با نقاطی نمایش دهند و با خطوطی به هم مربوط کنند، «چند ضلعی فراوانی» به دست می‌آید و اگر ارقام مورد نظر و فراوانی متناظر با هر یک از آنها را به صورت ستونی مشخص کنند، توزیع پلکانی یا ستونی فراوانی حاصل می‌شود. هر اندازه که تعداد دیده‌بانیها بیشتر باشد، نسبت فواصل طبقه‌ها بیشتر کاهش می‌یابد و شکل نمودار پلکانی به منحنی نزدیکتر می‌شود.

بدیهی است که عملاً وسعت دیده‌بانی نمی‌تواند آنقدر زیاد باشد که بتوان با آن «منحنی» رسم کرد، اما می‌توان چنین تصور کرد که نمونه‌ای از کل جامعه (سری اقلیمی) به حد کافی نمایانگر صفات جامعهٔ مورد بررسی است.

بنابراین از هر مورد می‌توان برازنده‌ترین منحنی ممکن با نمودار پلکانی را رسم کرد. در شکل پ ۱ـ۶ که براساس جدول پ ۲ـ۶ رسم شده، از همین قاعده تبعیت شده است. معمولاً و بنا به قرارداد، ضلع عمودی شکل که محور عرضهاست برای نمایش فراوانی و ضلع افقی، یعنی محور طولها، برای نمایش متغیر (مقدار باران سالانه در مثال فوق) به کار می‌رود. در شکل پ ۱ـ۶ هم نمودار پلکانی و هم منحنی فراوانی نسبی رسم شده است.



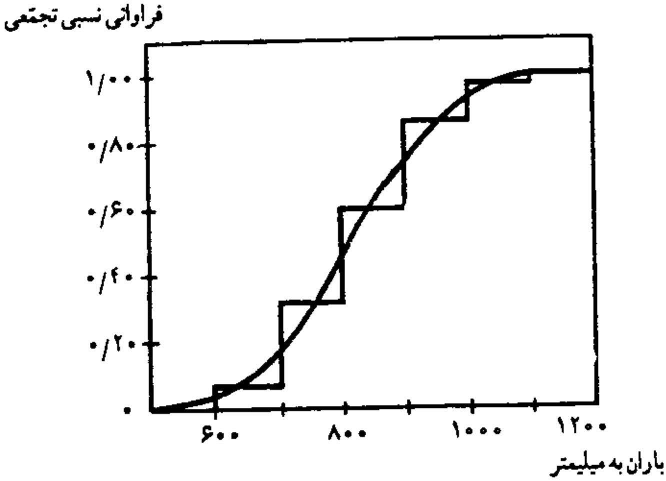
شکل پ ۱ـ۶ نمودار پلکانی و منحنی فراوانی نسبی باران سالانهٔ ایستگاه نمونه مربوط به جدول پ ۱ـ۶

1. Cumulative Frequency Distribution

شیوهٔ دیگر ترسیم نمودار فراوانی که در اقلیم‌شناسی اهمیت دارد، رسم منحنی تجمّعی یا منحنی احتمالات است که براساس مقادیر درصد فراوانی تجمّعی یا فراوانی نسبی تجمّعی (ستونهای ۷ و ۸ جدول پ ۲ـ۶) به دست می‌آید. گاهی فراوانی مطلق تجمّعی را نیز همراه با منحنی تجمّعی نسبی به کار می‌برند، بدین‌صورت که مقادیر فراوانی مطلق (ستون ۴ از جدول پ ۲ـ۶) را از بالا به پایین (یا برعکس) جمع کرده، با توجه به فراوانی نسبی تجمّعی هر طبقه، مقادیر آن را به شکل خطوط افقی ترسیم می‌کنند. برای نمونه، در شکل پ ۲ـ۶ نمودار پلکانی و منحنی تجمّعی مربوط به جدول پ ۲ـ۶ با هم نشان داده شده است. به کمک اینگونه نمودارها می‌توان مقدار یک فراوانی احتمالی یا فراوانی کمتر یا بیشتر از یک حد فراوانی معین را بسرعت تعیین کرد. طرز استفاده از این منحنی در شکل پ ۲ـ۶ با علامت خط‌چین نشان داده شده است. مثلاً احتمال اینکه جمع باران سالانه در ایستگاه مورد بحث از فاصلهٔ ۸۰۰ـ۹۰۰ میلیمتر و به طور دقیقتر از ۸۵۰ میلیمتر کمتر باشد ۶۰ درصد است. برای پیدا کردن این احتمال کافی است که از رقم ۸۵۰ میلیمتر برروی محور افقی (xها) خطی عمود به موازات محور عمودی (yها) رسم کنیم و از نقطهٔ برخورد این خط با منحنی تجمّعی هم خطی افقی به موازات محور xها بکشیم و فراوانی نسبی را که ۰/۶ یا ۶۰ درصد است بخوانیم. از روی این منحنی می‌توان نتیجه گرفت که ۴۰ درصد موارد (فراوانی) میزان بارندگی سالانه از ۸۵۰ میلیمتر بیشتر بوده است؛ به عبارت دیگر، در طی ۸۰ سال دیده‌بانی، ۳۲ سال (۰/۴۰×۸۰=۳۲) میزان بارندگی از ۸۵۰ میلیمتر فراتر و ۴۸ سال کمتر از آن بوده است. با استفاده از این منحنی می‌توان میزان احتمال وقوع یک فراوانی را در یک فاصلهٔ معین مشخص کرد. مثلاً اگر بخواهیم احتمال وقوع مقدار بارندگی سالانهٔ بین ۸۵۰ـ۹۵۰ میلیمتر را پیدا کنیم، کافی است که ابتدا درصد احتمال باران ۸۵۰ میلیمتر (۶۰ درصد) و سپس ۹۵۰ میلیمتر (۸۶/۲۵ درصد) را به دست آورده، تفاضل آن را که با فرمول زیر برابر است به دست آوریم:

$$P = ۸۶/۲۵ - ۶۰ = ۲۶/۲۵$$

بنابراین، می‌توان انتظار داشت که در ۲۶ درصد از کل سالهای دیده‌بانی و به عبارت دیگر در ۲۱ سال (۰/۲۶۲۵×۸۰=۲۱) از ۸۰ سال، میزان باران سالانه در فاصلهٔ ۸۵۰ـ۹۵۰ میلیمتر است.



شکل پ ۲-۶ نمودار پلکانی و منحنی نسبی تجمّعی باران برای ایستگاه نمونه جدول پ ۱ـ۶

منحنی احتمالات را می‌توان برای تعیین میانه یا مقسّمها نیز به کار برد. به این منظور اگر از نقطهٔ ۵۰ درصد فراوانی نسبی (بر محور yها) خطی افقی رسم کنیم تا منحنی را در نقطه‌ای قطع کند و از آن نقطه، خطی عمود به موازات محور yها بکشیم، هر جا که خط اخیر محور xها را قطع کرد، میانهٔ مورد نظر ماست. در این مثال، میانه در نقطهٔ معادل با ۸۶۳ میلیمتر واقع است؛ یعنی نیمی از دیده‌بانیها در بالا و نیم دیگر در زیر این مقدار قرار دارند. به همین طریق می‌توان خط ۲۵ درصد (چارک اول یا پایینی) را رسم کرد که نشان می‌دهد که $\frac{1}{4}$ از دیده‌بانیهای انجام‌شده از مقدار حاصل‌شده به عنوان چارک کمتر و ۷۵ درصد آنها از این مقدار (چارک پایینی) بیشتر است. خط ۷۵ درصد نیز معرف چارک بالایی است و به معنی آن است که $\frac{1}{4}$ دیده‌بانیها بالاتر از مقدار حاصل و بقیهٔ دیده‌بانیها، یعنی ۷۵ درصد آنها، از مقدار به دست‌آمده کمترند.

نکاتی چند از اختلاف توزیعهای فراوانی

اگرچه جدولهای فراوانی و ترسیم نموداری آنها اطلاعات سودمند گوناگونی دربردارد، برای مقایسهٔ دو سری اقلیمی که مربوط به دو محل متفاوت است فقط به بررسی آنها نمی‌توان اکتفا کرد؛ زیرا تفاوتها گاه به اندازه‌ای ظریف و نامحسوس است که این نمودارها قادر به آشکار کردن آنها نیست. برای رفع این مشکل، به کمک پارامترهایی

ویژگیهای هر سری اقلیمی را مشخص و آنها را با یکدیگر مقایسه می‌کنند.

پارامترهای مشخص‌کنندهٔ یک سری اقلیمی ممکن است از چهار لحاظ با هم تفاوت داشته باشند که عبارتند از گرایش مرکزی، پراکندگی، چولگی (کجی) وکشیدگی (پخی). این چهار جنبه در هر نوع توزیع فراوانی، خواه به صورت اعداد باشد و خواه به صورت نمودار، دیده می‌شوند.

معیارهای گرایش مرکزی[1]

در تحلیل آماری داده‌های اقلیمی، چندین معدل یا معیار گرایش مرکزی به کار می‌رود که مهمترین آنها عبارتند از میانگین، میانه و مُد (نما).

میانگین

میانگینهای مختلفی به کار می‌رود که در اقلیم‌شناسی، میانگین حسابی[2] مفیدترین آنها به شمار می‌رود. این میانگین را از رابطه‌ای که در پی می‌آید محاسبه می‌کنند:

$$\bar{x} = \frac{x_1+x_2+x_3+\cdots+x_n}{N} = \frac{\sum xi}{N} = \frac{\text{مجموع مقادیر}}{\text{تعداد کل مقادیر}}$$

Σ (زیگما) حاصل جمع را نشان می‌دهد. مثلاً اگر سریِ آماری «توزیع فراوانی» باشد، رابطهٔ آن به صورت زیر است:

$$\bar{x} = \frac{\sum fixi}{N} = \frac{\text{مجموع حاصلضرب فراوانی ارقام در خود ارقام}}{\text{تعداد ارقام}}$$

در صورتی که توزیع فراوانی مانند جدول پ ۳ـ۶ به صورت طبقات ارائه شده باشد، معدل حسابی طبقه‌ها (xi) راکه معرف هر دسته به شمار می‌آید به دست آورده، ستون xi یا مرکز طبقه را تشکیل می‌دهیم و سپس مقادیر مزبور را در فراوانی مطلق طبقات متناظر با آنها (fi) ضرب کرده، ستون fixi را تشکیل می‌دهیم. سپس اعداد حاصل در ستون fixi را با هم جمع و حاصل جمع را به تعداد ارقام دیده‌بانی تقسیم می‌کنیم.

---

1. Central Tendency
2. Arithmetic Mean

جدول پ ۶.۳ فراوانی طبقات ارقام باران

فاصلهٔ طبقات باران (mm)	مرکز طبقات (xi)	فراوانی مطلق (fi)	حاصلضرب فراوانی در مرکز طبقات (fixi)
۵۰۰ـ۶۰۰	۵۵۰	۱	۵۵۰
۶۰۰ـ۷۰۰	۶۵۰	۵	۳۲۵۰
۷۰۰ـ۸۰۰	۷۵۰	۲۰	۱۵۰۰۰
۸۰۰ـ۹۰۰	۸۵۰	۲۱	۱۸۷۰۰
۹۰۰ـ۱۰۰۰	۹۵۰	۲۱	۱۹۹۵۰
۱۰۰۰ـ۱۱۰۰	۱۰۵۰	۹	۹۴۵۰
۱۱۰۰ـ۱۲۰۰	۱۱۵۰	۲	۲۳۰۰
		۸۰	۶۹۲۰۰

بنابراین، میانگین حسابی باران سالانه در ایستگاه مورد بحث برابر است با:

$$x = \frac{\sum fixi}{N} = \frac{۶۹۲۰۰}{۸۰} = ۸۶۵/۰۰ \text{ میلیمتر}$$

میانگین متحرک با ترمهای متفاوت لغزش. برای تعدیل نوسانهای شدید در منحنی سری کرونولوژیک، از میانگین متحرک یا میانگین روان استفاده می‌کنند. منظور از سری کرونولوژیک سری‌ای است که از اندازه گیری یک متغیر در فواصل زمانی مساوی به دست آمده باشد. این روش میانگین‌گیری براساس ترم انتخابی در یک سری دانستهٔ اقلیمی (مثلاً بارندگی) بدین صورت انجام می‌گیرد که ابتدا آمار موجود را (مثلاً آمار ۸۰ سالهٔ ایستگاه نمونهٔ مثال ما) مرتب کرده، برحسب ترم انتخابی، دو یا سه ساله، میانگین حسابی دو یا سه جملهٔ اول را محاسبه می‌کنند و آن را جملهٔ اول قرار می‌دهند. مثلاً میانگین ترم سه عبارت خواهد بود از:

$$\bar{x}_۱ = \frac{x_۱ + x_۲ + x_۳}{۳}$$

درمرحلهٔ بعد، یک جمله از اول سری را حذف کرده، معدل سه جملهٔ بعدی را محاسبه می‌کنند و آن را جملهٔ دوم در نظر می‌گیرند.

$$\bar{x}_۲ = \frac{x_۲+x_۳+x_۴}{۳}$$

به همین طریق، جمله iام به دست می‌آید که عبارت است از:

$$\bar{x}_i = \frac{x_i+x_{i+۱}+x_{i+۲}}{۳}$$

به این طریق منحنی تغییرات با واحد جدید رسم می‌شود.

امتیاز این روش در این است که تعداد نقاط منحنی به نسبتی که ترم معدل‌گیری، بزرگتر انتخاب شود، کاهش می‌یابد و منحنی مورد بررسی ما روانتر شده، نحوهٔ تغییرات عامل مورد مطالعه، ملموستر می‌شود. این نوع میانگین‌گیری در اقلیم‌شناسی کاربرد فراوان دارد.

میانه

گرچه میانگین حسابی را مرکز ثقل توزیع فراوانی تلقی می‌کنند، با اضافه کردن یا جایگزین کردن یک عددِ فوق‌العادهٔ جدید به هر توزیع، میانگین آن توزیع دیگر نمی‌تواند دقیقاً نمایندهٔ عدد مرکزی باشد، بلکه معیار و اندازه‌ای است که به این عددِ فوق‌العاده تمایل می‌کند. بنابراین، معیار دیگری را برای گرایش مرکزی به کار می‌برند که میانه نام دارد و با علامت اختصاری Me نشان داده می‌شود.

منظور از میانه در یک سریِ مرتب‌شده نقطه‌ای است که نصف حالات مورد بررسی بالاتر از آن و نصف دیگر پایین‌تر از آن قرار داشته باشند، مشروط براینکه جملات یک سری طوری پشت سر هم قرار بگیرند که مقدار هر جمله از جملهٔ بعدی بیشتر باشد و از کم به زیاد مرتب شده باشد.

اگر تعداد یک سری عددی فرد باشد، میانه عددی خواهد بود که در وسط قرار گرفته است. مثلاً میانهٔ سری اعداد زیر مساوی ۳۵ است.

۵۱ و ۴۹ و ۳۷ و ۳۵ و ۲۲ و ۷ و ۵ Me= ۳۵

اما اگر سری اعداد زوج باشد، میانه، معدل حسابی دو عدد وسطی است، نظیر میانهٔ سری اعداد زیر:

۶۴ و ۶۱ و ۴۹ و ۳۶ و ۳۵ و ۲۲ و ۷ و ۵

$$Me = \frac{۳۵+۳۶}{۲} = ۳۵/۵$$

محاسبه میانه از روی توزیع فراوانی. هرچند تعیین طبقه یا فاصله‌ای که میانه به آن تعلق دارد کار مشکلی نیست، مشخص کردن میانه در داخل گروه قدری مشکل است. به این منظور از فرمول زیر استفاده می‌کنند:

$$Me = L + \frac{N/۲ - f}{fme} \times b$$

در این فرمول، L حد پایین واقعی طبقهٔ مشتمل برمیانه، f مجموع تمام فراوانیهای پایین‌تر از L، fm فراوانی طبقهٔ مشتمل بر میانه، N تعداد مقادیر مورد مشاهده و b فاصله یا اندازهٔ طبقه است.

با توجه به جدول پ ۳-۶ که در آن L=۸۰۰، N=۸۰، fme=۲۲، f=۲۶ و بالاخره b=۱۰۰ است، داریم:

$$Me = ۸۰۰ + \left(\frac{\frac{۸۰}{۲} - ۲۶}{۲۲}\right) \times ۱۰۰ = ۸۶۳/۶۴ \text{ میلیمتر}$$

مُد (نما)

مُد مقداری از متغیر است که چگالی یا تراکم آن از مقادیر مجاورش بیشتر باشد؛ به عبارت دیگر، مُد آن اندازه‌ای از متغیر است که احتمال تحقق آن از همه بیشتر باشد. تعیین مُد در سریهای ناپیوسته (مثلاً تعداد روزهای بارانی یا توأم با یخبندان) از روی جدول یا نمودار پلکانی فراوانی به آسانی ممکن است، اما در سریهای پیوسته (مانند فشار یا دمای هوا) تنها می‌توان «دسته مُددار» را تعیین کرد. دسته مُددار طبقه‌ای است که احتمال فراوانی آن از طبقه‌های مجاورش بیشتر باشد.

هر توزیع می‌تواند بیش از یک مُد داشته باشد و در این صورت آن را دو مُدی و اگر بیش از دو مُد داشته باشد، چند مُدی می‌نامند. معمولاً محاسبهٔ دقیق مقادیر مُد در سریهای طبقه‌بندی‌شده مشکل است و مقدار آن به نسبت دامنهٔ تغییرات طبقه تغییر می‌کند. در هر حال، فرمول کلی محاسبه به قرار زیر است:

$$Mo = \text{نما} = L + \frac{d_۱}{d_۱ + d_۲} \times b$$

در این فرمول، L حد پایین طبقه مُد، d_1 و d_2 به ترتیب تفاضل فراوانی طبقه مُد از فراوانی گروه بالایی و پایینی خود و b فاصله یا اندازهٔ طبقه است.

با توجه به جدول پ ۳ـ۶ یعنی L=۸۰۰ و d_1 =(۲۲−۲۰) و d_2 =(۲۲−۲۱) و b=۱۰۰، مقدار مُد برابر است با:

$$\text{Mo}= ۸۰۰ + (\frac{۲۲-۲۰}{۲۲-۲۰+۲۲-۲۱}) \times ۱۰۰ = ۸۶۶/۶۷ \text{ میلیمتر}$$

جدول پ ۴ـ۶ پارامتر «موقعیت» مقدار بارندگی را برای ایستگاه مورد مثال نشان می‌دهد و همانگونه که ملاحظه می‌شود، میانگین، میانه و مُد مورد ارزیابی تا حدود زیادی برهم منطبقند و این حاکی از توزیع متقارن باران در ایستگاه موردنظر است.

جدول پ ۴ـ۶ پارامترهای موقعیت توزیع باران در ایستگاه هواشناسی مونیخ

میانگین حسابی	$\bar{x}$ = ۸۶۶/۵ میلیمتر	
میانه	Me = ۸۶۳/۰۰ میلیمتر	
نما	Mo = ۸۶۶/۶۷ میلیمتر	(برای‌فاصلهٔ طبقات b=۱۰۰)
نما	Mo = ۷۹۵/۴۵ میلیمتر	(برای‌فاصلهٔ طبقات b=۵۰)
نما	Mo = ۷۹۳/۷۵ میلیمتر	(برای‌فاصلهٔ طبقات b=۲۵)

مقایسهٔ میانگین، میانه و نما. محاسبهٔ سه شاخص گرایش مرکزی و مقایسهٔ آن با منحنی توزیع فراوانی نشان می‌دهد که میانگین توزیع منطبق بر نقطهٔ ثقل یا تمرکز منحنی است، در حالی که میانه این منحنی را به دو قسمت برابر تقسیم می‌کند و نما نقطه‌ای است که ارتفاع منحنی در آن نقطه به حداکثر خود می‌رسد. بین این سه معدل، میانگین، به علت سادگی و نیز به علت اینکه بیشتر از دو معیار دیگر تابع مقادیر متغیر است و امکان به کار بستن آن در معادلات ریاضی و جبری بیشتر فراهم است، در اقلیم‌شناسی کاربرد بیشتری دارد.

اگر توزیع فراوانی از تقارن کامل برخوردار باشد، سه معدل مزبور برروی هم می‌افتند و برعکس، اگر توزیع دارای «چولگی» باشد، سه معدل مزبور از هم فاصله می‌گیرند.

شاخصهای پراکندگی[1]

تنها آگاهی از موقعیت میانگین در بین یک سری اقلیمی کافی نیست، بلکه دانستن نحوه و میزان پراکندگی کلیه مقادیر نسبت به میانگین نیز اهمیت بسیار دارد؛ زیرا سریهای اقلیمی می‌توانند معدل یکسان داشته باشند، در حالی که توزیع کلی آنها کاملاً متفاوت باشد. به همین دلیل از شاخصهای پراکندگی استفاده می‌کنند تا امکان مقایسه بین سریهای اقلیمی متفاوت به دست آید. شاخصهای مهم پراکندگی عبارتند از دامنه، متوسط انحرافات (انحراف متوسط)، انحراف از معیار و نیمه راه دو چارک.

دامنه

دامنه یا میدان تغییرات، ساده‌ترین شاخص اختلاف در سریهای اقلیمی است که با R نشان داده می‌شود و مقدار آن از تفاضل مقدار حداکثر و حداقل دانسته‌های اقلیمی به دست می‌آید.

$$R = xmax - xmin$$

این پارامتر بتنهایی برای نشان دادن وضعیت پراکندگی کافی نیست؛ زیرا بشدت تابع مقادیر استثنایی است و از این رو در سریهای بزرگ آماری کاربرد چندانی ندارد.

متوسط انحرافات[2]

در محاسبهٔ متوسط انحرافات و انحراف از معیار، اختلاف هر یک از ارقام را نسبت به میانگین درنظر می‌گیریم. از آنجا که هر چه دامنهٔ پراکندگی بیشتر باشد اختلاف تمامی مقدار میانگین بیشتر خواهد بود، در محاسبهٔ متوسط انحرافات و انحراف از معیار، اختلاف مزبور ملاک قضاوت قرار می‌گیرد. فرمول کلی به دست آوردن متوسط انحرافات به شرح زیر است:

$$d = \frac{\sum|x-\bar{x}|}{N}$$

در این فرمول، $x-\bar{x}$ نمایندهٔ انحراف هر رقم از میانگین است و دو خط عمودی طرفین $x-\bar{x}$ نشانهٔ آن است که از علامت جبری انحراف صرف‌نظر می‌شود و تنها قدر مطلق اعداد به کار می‌رود.

---

1. Variation 2. Average Deviation

واریانس[1]

در محاسبهٔ متوسط انحراف مشاهده می‌شود که بعضی از انحرافها از وضعیت متوسط مثبت و بعضی دیگر منفی هستند و البته مجموع انحراف از میانگین صفر است. به این جهت نمی‌توان انحراف از میانگین را به عنوان شاخص پراکندگی درنظر گرفت، مگر آنکه علامت منفی اعداد را نادیده گرفته، تنها از قدرمطلق آنها استفاده کنیم (همانگونه که در مورد محاسبهٔ متوسط انحراف مشاهده شد).

روش دیگر آن است که با ضرب کردن هر یک از انحرافات در خودش (با به توان دو رساندن آنها) علایم منفی را از بین ببریم. این روش به دلیل خصوصیات ریاضی خود بر روش قبل (استفاده از قدر مطلق) برتری دارد و از آن برای محاسبهٔ یکی دیگر از شاخصهای بسیار مهم پراکندگی که واریانس نامیده می‌شود استفاده می‌کنند.

برای به دست آوردن واریانس، ابتدا انحراف هر مقدار در سری اقلیمی از وضعیت متوسط را جداگانه به دست می‌آوریم و پس از آنکه آنها را به توان دو رساندیم، با هم جمع می‌کنیم و نتیجه را بر ۱ − N، یعنی تعداد مقادیر منهای یک، تقسیم می‌کنیم. آنچه را گفتیم می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

$$s^{۲} = \frac{\sum(x-\bar{x})^{۲}}{N-۱}$$

در این فرمول، $s^{۲}$ نمایندهٔ واریانس نمونه $x-\bar{x}$ انحراف هر یک از مقادیر مشاهده‌شده از میانگین و N تعداد کل مشاهدات را نشان می‌دهد. اگر انحراف هر رقم از میانگین با x نشان داده شود (یعنی $x=x-\bar{x}$) فرمول کلی تعیین واریانس عبارت خواهد بود از:

$$s^{۲} = \frac{\sum x^{۲}}{N-۱}$$

مخرج فرمول واریانس، یعنی ۱ − N را درجهٔ آزادی می‌نامند.

انحراف معیار

باید توجه داشت که عدد به دست آمده به عنوان واریانس، مربع مقدار اصلی است و در کاربرد آن برای شاخص پراکندگی مشکلاتی ایجاد می‌شود. مثلاً اگر انحراف دو مقدار از

1. Variance

میانگین $(x-\bar{x})$ به واحد متر بیان شود، مقدار $(x-\bar{x})^2$ برحسب مترمربع خواهد بود. برای رفع این مشکل از ریشهٔ دوم واریانس استفاده می‌کنند و آن را انحراف از معیار می‌نامند؛ یعنی

$$s=\sqrt{\frac{\sum (x-\bar{x})^2}{N-1}}$$

برای مثال، درجدول پ ۵ـ۶ نحوهٔ محاسبهٔ متوسط انحراف (d)، واریانس (s^2) و انحراف از معیار (s) برای جمع باران سالانهٔ ایستگاه هواشناسی شهر مونیخ نشان داده شده است.

جدول پ ۵ـ۶ محاسبهٔ متوسط انحراف (d)، واریانس (s^2) و انحراف از معیار (s) برای مقادیر جدول پ ۱ـ۶

جمع باران سالانه به mm (xi)	$d_i=(x_i-x)$	$d_i^2=(x_i-\bar{x})^2$
۵۶۲	-۳۰۴/۵۰	۹۲۷۲۰/۲۵
۶۳۰	-۲۳۶/۵۰	۵۵۹۲۲/۲۵
۶۴۱	-۲۲۵/۵۰	۵۰۸۵۰/۲۵
۶۸۰	-۱۸۶/۵۰	۳۴۷۸۲/۲۵
۶۸۳	-۱۸۳/۵۰	۳۳۶۷۲/۲۵
۶۸۳	-۱۸۳/۵۰	۳۳۶۷۲/۲۵
۷۰۲	-۱۶۴/۵۰	۲۷۰۶۰/۲۵
۷۱۲	-۱۵۴/۵۰	۲۳۸۷۰/۲۵
۷۲۲	-۱۴۴/۵۰	۲۰۸۸۰/۲۵
۷۳۱	-۱۳۵/۵۰	۱۸۳۶۰/۲۵
.	.	.
.	.	.
.	.	.
۱۰۱۸	+۱۵۱/۵۰	۲۲۹۵۲/۲۵
۱۰۲۵	+۱۵۸/۵۰	۲۵۱۲۲/۲۵
۱۰۲۶	+۱۵۹/۵۰	۲۵۴۴۰/۲۵
۱۰۳۵	+۱۶۸/۵۰	۲۸۳۹۲/۲۵
۱۰۵۸	+۱۹۱/۵۰	۳۶۶۷۲/۲۵
۱۰۷۲	+۲۰۵/۵۰	۴۲۲۳۰/۲۵
۱۰۹۴	+۲۲۷/۵۰	۵۱۷۵۶/۲۵
۱۰۹۷	+۲۳۰/۵۰	۵۳۱۳۰/۲۵
۱۱۰۴	+۲۳۷/۵۰	۵۶۴۰۶/۲۵
۱۱۱۲	+۲۴۵/۵۰	۶۰۲۷۰/۲۵
۶۹۳۲۰	۷۹۶۰/۰۰ [۱]	۱۱۵۱۰۶۴/۰۰

۱. این عدد جمع مقادیر مطلق است.

حال اگر اعداد حاصل در جدول را در فرمولهای مربوط بگذاریم، داریم:

$$\bar{d} = \frac{\sum | di |}{N} = \frac{۷۹۶۰}{۸۰} = ۹۹/۵۰ \text{ میلیمتر}$$

$$s^۲ = \frac{\sum | di^۲ |}{N-۱} = \frac{۱۱۵۱۰۶۴}{۷۹} = ۱۴۵۷۰/۴۳۰۴ \text{ میلیمتر}$$

$$s^۲ = \sqrt{\frac{\sum | di^۲ |}{N-۱}} = \sqrt{۱۴۵۷۰/۴۳۰۴} = ۱۲۰/۷۰۸۰ \text{ میلیمتر}$$

برای سرعت عمل در محاسبه واریانس و انحراف از معیار، فرمول زیر کاربرد زیادتری دارد؛ زیرا مقادیر لازم برای آن را می‌توان از جدول پ ۶ـ۶ که خلاصه‌تر است به دست آورد.

$$s^۲ = \frac{۱}{N-۱} [\sum xi^۲ - \frac{۱}{N} (\sum xi)^۲]$$

جدول پ ۶ـ۶ محاسبهٔ سریع واریانس (s^2) و انحراف معیار (s)، مربوط به ارقام خلاصه‌شدهٔ باران سالانه ایستگاه نمونه

	جمع باران سالانه به mm xi	$xi^۲$
	۵۶۲	۳۱۵۸۴۴
	۶۳۰	۳۹۶۹۰۰
	۶۴۱	۴۱۰۸۸۱
	۶۸۰	۴۶۲۴۰۰
	۶۸۳	۴۶۶۴۸۹
	.	.
	.	.
	.	.
جمع	۶۹۳۲۰	۸۲۱۶۸۴۴

اگر مقادیر جدول را در فرمول بگذاریم، داریم:

$$s^۲ = \frac{۱}{۷۹}\left[۶۱۲۱۶۸۴۴ - \frac{۱}{۸۰} ۶۹۳۲۰^۲\right] = ۱۴۵۷۱/۰۸۸۶$$

$$s = \sqrt{۱۴۵۷۱/۰۸۸۶} = ۱۲۰/۷۱۰۷ \text{ میلیمتر}$$

شاخصهای پراکندگی بیشتر به منظور مقایسه سریهای متفاوت آماری به کار می‌روند، اما در صورتی که بُعد و مقیاس سریهای مزبور یکسان نباشد، در این مقایسه مشکل ایجاد می‌شود. همین مسأله موقعی به وجود می‌آید که پراکندگی یک پارامتر مربوط به مکانهای مختلف را با هم مقایسه کنیم. مثلاً پراکندگی مقدار باران سالانه در منطقه‌ای کم‌باران می‌تواند حاکی از عواقب قابل‌توجه و گاه وخیمی برای کشاورزی باشد، در حالی که همان مقدار پراکندگی بارش سالانه در منطقه‌ای پرباران ممکن است محسوس نباشد. به همین دلیل بهتر است از میزان پراکندگی نسبی استفاده کنیم. یکی از این معیارهای مهم در این مورد، ضریب تغییرات پیرسون[1] است که انحراف از معیار را به صورت نسبت درصدی از میانگین بیان می‌کند:

$$v = \frac{s}{|\bar{x}|} \times ۱۰۰$$

معیار دیگر، تغییرات نسبی است که در آن به جای انحراف از معیار (s) از متوسط انحرافات ($\bar{d}$) استفاده شده، رابطهٔ این عامل با میانگین حسابی $\bar{x}$ مشخص می‌شود:

$$v = \frac{\frac{\sum |xi-\bar{x}|}{N}}{\bar{x}} \times ۱۰۰ = \frac{\bar{d}}{|\bar{x}|} \times ۱۰۰$$

مثلاً در مورد ایستگاه نمونهٔ ما ضریب تغییرات نسبی باران سالانه به ترتیب عبارتند از:

$$v = \frac{s}{|\bar{x}|} \times ۱۰۰ = \frac{۱۲۰/۷۰۸۰}{۸۶۶/۵۰} \times ۱۰۰ = ۱۳/۹۳\,\%$$

$$V = \frac{\bar{d}}{|\bar{x}|} \times ۱۰۰ = \frac{۹۹/۵۰}{۸۶۶/۵۰} \times ۱۰۰ = ۱۱/۴۸\,\%$$

نیمه راه بین دو چارک[2]

یکی از شاخصهای مهم پراکندگی، نیمه راه بین دو چارک است که براساس تعیین مقادیر معینی از توزیع یک سری اقلیمی بنا شده است. در حالی که میانه، ۵۰ درصد از فراوانیهای یک سری آماری را از نیمهٔ دیگر جدا می‌کند، چارک اول، ۲۵ و چارک سوم،

1. Pearson
2. Semi Inter Quartile Range

۷۵ درصد از این فراوانیها را مشخص می‌کند. بنابراین، اگر از حد پایین توزیع پراکندگی موردنظر شروع و نقطه‌ای را که یک چهارم پایینی این توزیع را از سه چهارم بقیه جدا می‌کند مشخص کنیم، چارک اول را به دست آورده‌ایم که با Q۱ نشان داده می‌شود. برعکس، اگر از بالای توزیع شروع کرده، نقطه‌ای از سری موردنظر را که ربع بالا را از سه ربع پایین جدا می‌کند مشخص کنیم، چارک سوم یا Q۳ را به دست آورده‌ایم. چارک دوم (Q۲) در حقیقت همان «میانه» است که ربع اول و سوم توزیع را از یکدیگر جدا می‌کند. بنابراین در فاصله Q۱ تا Q۳ درست نصف مقادیر یک سري آماری قرار دارد. این فاصله، یعنی Q۳ − Q۱ را دامنهٔ بین چارک و نصف این فاصله یعنی $\frac{Q۳ - Q۱}{۲}$ را نیمه راه بین دو چارک می‌نامند و آن را با حرف Q نشان می‌دهند. این پارامتر نه تنها یکی از شاخصهای مهم پراکندگی است، بلکه در تشخیص درجهٔ چولگی توزیع فراوانیها، اهمیت ویژه‌ای دارد.

برای محاسبهٔ چارکهای اول و سوم به ترتیب از فرمولهای زیر استفاده می‌کنیم:

$$Q۱ = L + \frac{N/۴ - f}{fme} \times b$$

$$Q۳ = L + \frac{\frac{۳N}{۴} - f}{fme} \times b$$

بنابراین، مقادیر چارک اول و سوم میزان بارندگی ایستگاه نمونه با توجه به جدول پ ۳ـ۶ عبارت خواهد بود از:

$$Q۱ = ۷۰۰ + \frac{۲۰ - ۶}{۲۰} \times ۱۰۰ = ۷۷۰ \text{ میلیمتر}$$

$$Q۳ = ۹۰۰ + \frac{۶۰ - ۴۶}{۲۱} \times ۱۰۰ = ۹۹۶ \text{ میلیمتر}$$

شاخصهای سنجش چولگی[1]

اگر به منحنی توزیع فراوانی عوامل دیده‌بانی توجه کنیم، می‌بینیم که شکل بسیاری از آنها شباهت به زنگوله دارد و در شرایط ایدئال از تقارن کامل برخوردار است؛ بدین معنی که مقادیر سازندهٔ منحنی، فاصله‌ای یکسان از میانگین دارند و اوج توزیع آنها

1. Skewness

مستقیماً برفراز میانگین قرار دارد. البته توزیع ایدئال سری اقلیمی، کمتر وجود دارد و اغلب عدم تقارن یا چولگی در منحنی توزیع فراوانی دیده می‌شود.

توزیع نامتقارن توزیعی است که قسمت بیشتر مقادیر آن در یک طرف میانگین و بقیه مقادیر در طرف دیگر قرار داشته باشد. در این حال چولگی ممکن است مثبت یا منفی باشد. اگر قسمت بیشتری از ارقام سری دیده‌بانی در طرف چپ میانگین قرار داشته باشد، چولگی مثبت و در غیر این صورت، چولگی منفی است (شکل پ ۳ـ۶).

در مواردی که چولگی وجود داشته باشد، میانگین، میانه و نما از یکدیگر فاصله می‌گیرند و از این رو اختلاف بین میانگین ($\bar{x}$) و نما (Md) را مقیاس چولگی درنظر می‌گیرند. پیرسون فرمول زیر را برای تعیین نوع چولگی ارائه کرده است:

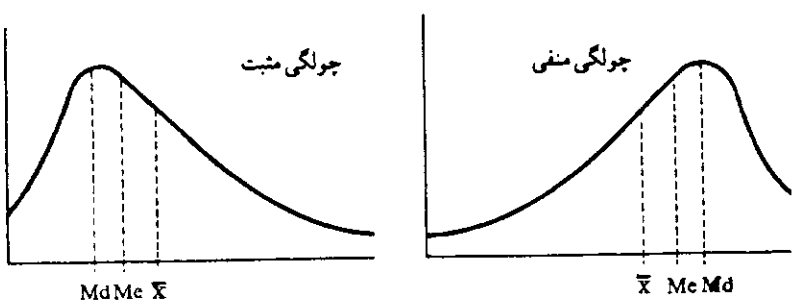
$$SK = \frac{\bar{x} - Md}{\delta}$$

با توجه به این رابطه،

اگر $\bar{x}$ بزرگتر از Md باشد، چولگی مثبت است (SK>.)؛

اگر $\bar{x}$ کوچکتر از Md باشد، چولگی منفی است (SK<.)؛

و اگر $\bar{x}$ مساوی Md باشد، تقارن کامل برقرار است (SK=.)؛



شکل پ ۳ـ۶ چولگیهای توزیع

شیوهٔ بهتر برای تعیین نوع چولگی، مقایسهٔ فاصلهٔ چارک اول و سوم از میانه است. در توزیع متقارن، این فاصله از میانه یکی است، اما با افزایش درجهٔ چولگی و به نسبت این افزایش فاصلهٔ بین این دو چارک از میانه با هم فرق خواهد کرد. اگر چولگی

مثبت باشد، فاصلهٔ Q۲ − Q۳ از فاصلهٔ Q۱ − Q۲ بیشتر خواهد بود و برعکس، اگر چولگی منفی باشد، فاصلهٔ Q۱ − Q۲ از Q۲ − Q۳ بزرگتر خواهد بود. به طور کلی،

اگر چولگی مثبت باشد $(Q۲ - Q۱) > (Q۳ - Q۲)$؛

اگر چولگی منفی باشد $(Q۲ - Q۱) < (Q۳ - Q۲)$؛

و اگر چولگی وجود نداشته باشد $(Q۲ - Q۱) = (Q۳ - Q۲)$.

با توجه به روابط فوق، باولی[1] فرمول زیر را برای محاسبه چولگی توزیع ارائه کرده است:

$$SK = \frac{(Q۳-Q۲)-(Q۲-Q۱)}{Q۳-Q۱} = \frac{Q۳-۲Q۲+Q۱}{Q۳-Q۱}$$

چون چارک دوم Q۲ با میانه (Me) مساوی است، می‌توانیم فرمول فوق را به این صورت بنویسیم:

$$SK = \frac{Q۳+Q۱-۲Me}{Q۳-Q۱}$$

با استفاده از فرمول فوق و ارقام باران ضریب چولگی منحنی بارش سالانه برای ایستگاه نمونه برابر خواهد بود با:

$$SK = \frac{(۹۹۶+۷۷۰-۲(۸۶۳/۶)}{۹۹۶-۷۷۰} = \frac{۳۸/۸}{۲۲۶} = ۰/۱۷۱۶۸$$

بنابراین توزیع باران در ایستگاه نمونه کمّی نامتقارن و چولگی آن ضعیف و مثبت است.

روش دقیقتر سنجش چولگی که متخصصان آمار ریاضی بیشتر آن را به کار می‌برند (جامانز[2]، ۱۳۵۲)، استفاده از گشتاور اطراف میانگین است. برحسب تعریف، گشتاور K ام متغیر X نسبت به میانگین $(\bar{X})$ در هر توزیع از فرمول زیر به دست می‌آید:

$$mK = \frac{\sum (X-\bar{X})^k}{N}$$

در این فرمول، K مرتبهٔ گشتاور را معلوم می‌کند، به طوری که اگر K مقادیر ۱، ۲،

1. Bowley 2. Jumans

۳ و ... K را اختیار کند به ترتیب، گشتاور مرتبهٔ اول (m۱)، دوم (m۲)، سوم (m۳) و بالاخره K ام (mK) را خواهیم داشت. بدیهی است که مقدار گشتاور اول صفر (m۱=۰)، گشتاور دوم معادل واریانس (m۲=δ)، گشتاور سوم برابر با $m_3=\frac{\sum (X-\bar{X})^3}{N}$ و گشتاور چهارم معادل $m_4=\frac{\sum (X-\bar{X})^4}{N}$ خواهد بود.

یکی از رایجترین شاخصهای چولگی را با استفاده از گشتاور دوم و سوم اطراف میانگین محاسبه می‌کنند که فرمول آن به صورت ذیل است:

$$SK = \frac{m^{3}}{\sqrt{m^{2}{}2}}$$

اساس این فرمول آن است که در توزیع فراوانی متقارن هر منحنی طبیعی، هرگاه انحرافات از میانگین را به توان ۳ برسانیم، مجموع آنها صفر می‌شود. بنابراین، در توزیع متقارن، m۳=۰ و SK=۰ خواهد بود. حال اگر مقدار این انحرافها از صفر بیشتر باشد، چولگی مثبت، و در غیر این صورت منفی است. نتیجهٔ محاسبه با مقادیر باران سالانه در ایستگاه مورد مثال ما، براساس فرمول فوق، ۰/۰۳۳۷ است که دلالت بر چولگی ضعیف و مثبت دارد.

همبستگی

تجربه نشان می‌دهد که پدیده‌های بظاهر متفاوت، گاهی ارتباط نزدیک با یکدیگر دارند. این همبستگی غالباً به شکل فیزیکی خود در ابعاد وسیع و در زمینه‌های گوناگون بین موجودات و انسان در طبیعت بیجان برقرار است. با کشف و شناخت این همبستگی می‌توانیم نتیجهٔ وضعیتهایی را که هنوز اتفاق نیفتاده است قبل از وقوع آنها پیش‌بینی کرده، براساس نتیجهٔ حاصل از آن برنامه‌ریزی کنیم.

در اقلیم‌شناسی و شاخه‌های کاربردی آن (مثلاً اقلیم‌شناسی کشاورزی) اینگونه همبستگیها بسیار ملموس است و استفادهٔ از آنها ابعاد وسیعی دارد. نمونه‌هایی از همبستگیها که بین پارامترهای مختلف بوضوح مشاهده می‌شود به قرار زیر است:

۱. همبستگی بین عناصر جوّی از قبیل تابش، دما و تبخیر؛ بین عنصر رطوبت و انواع ریزشهای جوّی؛ بین عنصر فشار و دما در ارتباط با ارتفاع.

۲. همبستگی بین پارامترهای اقلیمی و عوامل رشد گیاهی، مثلاً همبستگی بین بارندگی و دما و نقش تعیین‌کنندهٔ آن در میزان رطوبت خاک.

۳. همبستگی بین پارامترهای اقلیمی و مراحل رشد گیاهی (جوانه‌زدن، سبزشدن، پنجه‌زدن، تشکیل دانه، میوه و ...).

۴. همبستگی بین پارامترهای اقلیمی و مقدار محصولات کشاورزی.

برای ارزیابی نوع همبستگی، معمولاً متغیرها را با حروفی نظیر X و Y نشان می‌دهند. اگر به ازای مقداری از عامل X فقط یک مقدار از Y وجود داشته باشد، رابطهٔ تبعی ساده‌ای بین X و Y وجود خواهد داشت که نمایش ترسیمی آن برروی محور مختصات به صورت یک خط مستقیم یا یک منحنی خواهد بود.

با این حال، درجات همبستگی بین عوامل مختلف همیشه ساده نیست؛ زیرا مقدار عامل Y می‌تواند همزمان به مقادیر چند عامل نظیر X۱، X۲، X۳، Xn بستگی داشته باشد. برای مثال، تبخیر ممکن است در آنِ واحد به عناصر تابش، دما، رطوبت، باد و پارامترهای خشکی محیط و غیره بستگی داشته باشد، هر چند که امکان دارد همبستگی تبخیر به یکی از این پارامترها بیشتر باشد. این نوع همبستگی را همبستگی چند متغیره می‌نامند.

برای اینکه بدانیم آیا اصولاً بین دو متغیر X و Y همبستگی وجود دارد، می‌توانیم در اولین قدم از روش ترسیمی استفاده کنیم. به این منظور، ابتدا مختصات این متغیرها را برروی محور مختصات مشخص می‌کنیم؛ یعنی محل مقادیر متغیر X را روی محور افقی و متغیر Y را برروی محور عمودی تعیین می‌کنیم و محل برخورد آنها را با علامت نقطه نشان می‌دهیم. نتیجهٔ کار یک نمودار پراکنده است که از اتصال آنها تغییرات دو متغیر نسبت به هم به دست می‌آید.

در ریاضی رسم است که متغیر مستقل را با X و متغیر تابع را با Y نشان می‌دهند. هر چند این تعاریف و مقدمات برای منظور ما در شناخت رابطهٔ بین پارامترها کفایت می‌کند، باید مواظب باشیم که رابطهٔ سببی بین X و Y را رابطهٔ واقعی بین آنها تعبیر و تفسیر نکنیم. ممکن است Y از نظر عددی به X بستگی داشته باشد، اما X باعث بروز Y نشود. برای مثال، بین عنصر فشار هوا با ارتفاع، همبستگی منفی وجود دارد، اما خود ارتفاع، بتنهایی عامل این کاهش فشار نیست.

همبستگی بین دو متغیر ممکن است به سه حالت مثبت، منفی و صفر وجود داشته باشد.

۱. همبستگی مثبت. اگر تغییرات دو متغیر، همیشه یا در بیشتر موارد هم‌جهت

باشد، همبستگی بین آنها مثبت است. (این نکته در ترسیم کاملاً آشکار می‌شود). مثلاً رابطهٔ بین میزان تبخیر آب و دمای سطح آب را می توان همبستگی مثبت تلقی کرد. اگر همبستگی مزبور کامل باشد، یعنی افزایش یا کاهش در یک متغیر باعث افزایش یا کاهش متغیر دیگر به مقداری ثابت شود، این دو متغیر از معادلهٔ خطی Y=aX+b تبعیت می‌کنند. از نحوهٔ محاسبهٔ a و b در این معادله در مبحث گرایش خطی بحث خواهد شد.

۲. همبستگی منفی. اگر تغییرات دو متغیر همیشه یا در بیشتر موارد در جهات مخالف یکدیگر باشد، همبستگی بین آنها منفی است. مثلاً رابطهٔ دمای هوا با ارتفاع در شرایط متعارف منفی است.

۳. همبستگی صفر. اگر تغییرات دو متغیر در جهت مخالف هم باشند به طوری که نتوان جهت غالب تغییرات آنها را تشخیص داد، همبستگی بین آنها صفر است.

شاخص آماری را که با آن می توان درجات مختلف ارتباط بین دو متغیر وابسته را در یک مقیاس ثابت و محدود تعیین کرد، ضریب همبستگی[1] می‌نامند. مقادیر این ضریب که با علامت r نشان داده می‌شود بین ۱- و ۱+ تغییر می‌کند $(-1 \leq r \leq +1)$. درجات همبستگی را برحسب ضریب مزبور به شرح ذیل ارزشیابی کرده‌اند:

۰/۲≤r<۰/۴ همبستگی ضعیف

۰/۴≤r<۰/۶۹ همبستگی متوسط

۰/۶۹≤r<۰/۹ همبستگی قوی

۰/۹≤r<۱ همبستگی بسیار قوی

توجه کنید که در بیان درجات ضریب مزبور، مثلاً ضریب ۰/۶ دو برابر ۰/۳ نیست یا تفاوت بین ۰/۵۵ تا ۰/۶۵ با تفاوت بین ۰/۸۵ تا ۰/۹۵ برابری نمی‌کند.

برای محاسبهٔ ضریب همبستگی از فرمولهای مختلفی استفاده می‌کنند که یکی از رایجترین آنها فرمول پیرسون است:

$$r = \frac{\sum (X-\bar{X})(Y-\bar{Y})}{\sqrt{\sum (X-\bar{X})^2 \sum (Y-\bar{Y})^2}}$$

1. Coefficient Correlation

در این فرمول، متغیرها به X و Y و میانگین آنها به $\bar{X}$ و $\bar{Y}$ نشان داده شده است که اگر به جای آنها از حروف زیر استفاده کنیم، شکل کلی فرمول فوق ساده‌تر می‌شود:

$$(X-\bar{X})=X \qquad (X-\bar{X})^۲=X^۲$$
$$(Y-\bar{Y})=Y \qquad (Y-\bar{Y})^۲=Y^۲$$

بنابراین داریم:

$$r = \frac{\sum XY}{\sqrt{\sum X^۲ . Y^۲}}$$

جدول پ ۷ـ۶ نحوهٔ محاسبهٔ ضریب همبستگی را نشان می‌دهد. این جدول حاوی آمار متوسط جمع تبخیر روزانه در ماههای مختلف است که با تشت تبخیر (از نوع A) اندازه گیری شده و نتایج حاصل در جدول مزبور در ستون X آمده است. همچنین میانگین ماهانهٔ دمای سطح آب برحسب درجه سلسیوس در این جدول در ستون Y نشان داده شده است. آمار مزبور مربوط به ایستگاه مورد مثال ماست که در طی فصل رشد سالهای ۱۹۶۷ـ۱۹۷۰ اندازه گیری شده است. اگر ارقام جدول را در فرمول پیرسون بگذاریم، خواهیم داشت:

$$r = \frac{۹۲/۷۴}{\sqrt{۴۶۴/۳۹ \times ۳۱/۴۶}} = \frac{۹۲/۷۴}{\sqrt{۱۴۶۰۹/۷۰}} = \frac{۹۲/۷۴}{۱۲۰/۸۷} = ۰/۷۶۷۲$$

بنابراین، میزان همبستگی بین دمای سطح آب و تبخیر روزانه (r) در ایستگاه نمونهٔ ما ۰/۷۶۷ درجه است که یک همبستگی نسبتاً «قوی» است.

رگرسیون خطی[1]

در بحث قبل، به رابطه و درجهٔ همبستگی بین دو متغیر اشاره کردیم. وقتی مسلم شد که بین دو متغیر همبستگی وجود دارد، می‌توانیم با توجه به وضعیت گذشتهٔ یک متغیر، به پیش‌بینی و تخمین وضعیت آن در آینده بپردازیم. از این نظر، درجهٔ همبستگی، صرف‌نظر از جهت و علامتی که دارد، نقش تعیین‌کننده‌ای در صحت و دقت پیش‌بینی

---

1. Regression Line

جدول پ ۶.۷ نحوهٔ محاسبهٔ ضریب همبستگی بین متوسط دمای ماهانهٔ سطح آب (°C) و متوسط جمع تبخیر تبخیر روزانه (mm) در ایستگاه نمونه

سال	ماه	ردیف	دما (X)	تبخیر (Y)	x	y	xy	x^2	y^2
۱۹۶۷	آوریل	۱	۹/۱	۱/۸۹	-۷/۰۲	-۰/۴	۲/۸۱	۴۹/۲۸	۰/۱۶
	مه	۲	۱/۵۹	۳/۲۱	-۰/۲۲	۰/۹۲	-۰/۲۰	۰/۰۴	۰/۸۵
	ژوئن	۳	۱۸/۷	۳/۴۸	۲/۵۸	۱/۱۹	۳/۰۷	۶/۶۵	۱/۴۱
	ژوئیه	۴	۲۲/۱	۳/۷۱	۵/۹۸	۱/۴۲	۸/۴۹	۳۵/۷۷	۲/۰۱
	اوت	۵	۱۹/۲	۲/۴۸	۳/۰۸	۰/۱۹	۰/۵۸	۹/۴۹	۰/۰۳
	سپتامبر	۶	۱۵/۸	۱/۴۹	-۰/۳۲	-۰/۸	۰/۲۵	۰/۱۰	۰/۶۴
	اکتبر	۷	۱۱/۲	۰/۷۴	-۴/۹۲	-۱/۵۵	۷/۶۲	۲۴/۲۰	۲/۴۰
۱۹۶۸	آوریل	۸	۱۱/۱۹	۲/۷۷	-۴/۲۲	۰/۴۸	-۲/۰۲	۱۷/۸۰	۰/۲۲
	مه	۹	۱۳/۹	۲/۰۶	-۲/۲۲	-۰/۲۳	۰/۵۱	۴/۹۳	۰/۰۵
	ژوئن	۱۰	۱۹/۹	۳/۳۲	۳/۷۸	۱/۰۳	۳/۸۹	۱۴/۲	۱/۰۶
	ژوئیه	۱۱	۲۰/۰	۳/۰۴	۳/۸۸	۰/۷۵	۲/۹۱	۱۵/۰۵	۰/۵۶
	اوت	۱۲	۲۰/۰	۲/۵۶	۳/۸۸	۰/۲۷	۱/۰۴	۱۵/۰۵	۰/۰۷
	سپتامبر	۱۳	۱۶/۳	۱/۲۴	۰/۱۸	-۱/۰۵	-۰/۱۹	۰/۰۳	۱/۱۰
	اکتبر	۱۴	۱۱/۹	۰/۴۵	-۴/۲۲	-۱/۸۴	۷/۷۶	۱۷/۸۱	۳/۳۹
۱۹۶۹	آوریل	۱۵	۹/۹	۱/۵۸	-۶/۲۲	-۰/۷۱	۴/۴۱	۳۸/۶۷	۰/۵۰
	مه	۱۶	۱۵/۷	۲/۴۹	-۰/۴۲	۰/۲	-۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۰۴
	ژوئن	۱۷	۱۹/۱	۳/۱۶	۲/۹۸	۰/۸۷	۲/۵۹	۸/۸۸	۰/۷۶
	ژوئیه	۱۸	۲۱/۶	۳/۴۷	۵/۴۸	۱/۱۸	۶/۴۶	۳۰/۰۳	۱/۳۹
	اوت	۱۹	۲۰/۵	۲/۹۷	۴/۳۸	۰/۶۸	۲/۹۸	۱۹/۱۸	۰/۴۶
	سپتامبر	۲۰	۱۶/۴	۱/۷۹	۰/۲۸	-۰/۵	-۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۲۵
	اکتبر	۲۱	۱۲/۴	۰/۶۸	-۳/۷۲	-۱/۶۱	۵/۹۹	۱۳/۸۳	۲/۵۹
۱۹۷۰	آوریل	۲۲	۸/۰	۱/۰۰	-۸/۱۲	-۱/۲۹	۱۰/۴۷	۶۵/۹۳	۱/۶۶
	مه	۲۳	۱۵/۷	۲/۵۸	-۰/۴۲	۰/۲۹	-۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۰۸
	ژوئن	۲۴	۲۱/۰	۴/۷۸	۴/۸۸	۲/۴۹	۱۲/۱۵	۲۳/۸۱	۶/۲۰
	ژوئیه	۲۵	۱۸/۷	۲/۳۷	۲/۵۸	۰/۰۸	۰/۲۰	۶/۶۵	۰/۰۰
	اوت	۲۶	۲۰/۱	۲/۶۹	۳/۹۸	۰/۴	۱/۵۹	۱۵/۸۴	۰/۱۶
	سپتامبر	۲۷	۱۵/۷	۱/۵۹	-۰/۴۲	-۰/۷	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۴۹
	اکتبر	۲۸	۱۰/۶	۰/۵۸	-۵/۵۲	-۱/۷۱	۹/۴۳	۳۰/۴۸	۲/۹۲
جمع			۴۵۱/۳۰	۶۴/۱۷	-	-	۹۲/۷۴	۴۶۴/۳۹	۳۱/۴۶

ایفا می‌کند، به طوری که اگر همبستگی بین دو متغیر کامل باشد - یعنی اگر ضریب همبستگی بین آن دو ۱+ یا ۱- باشد - پیش‌بینی هر متغیر از طریق متغیر دیگر، به طور جداگانه، کاملاً عملی است و میزان صحت پیش‌بینی و تحقّق آن صددرصد خواهد بود، به طوری که در اینگونه موارد، اگر ارقام متغیر X و Y را روی محورهای مختصات ببریم، از اجتماع نقاط آنها، خط مستقیمی به دست می‌آید. اما در صورتی که همبستگی بین دو متغیر کامل نباشد، مقادیر X و Y برروی محورهای مختصات بی‌نظم، و برحسب مورد، بسیار پراکنده خواهد بود.

معمولاً برای پیش‌بینی نحوهٔ تغییرات یکی از دو متغیر نسبت به دیگری سعی می‌کنیم خط مستقیمی را برای دانسته‌های داده‌شده در شکل تطبیق دهیم. این خط حکم نوعی «متوسط» برای تغییر یک متغیر برحسب تغییر متغیر دیگر است. روش تطبیق یک خط به کل دانسته‌ها (مجموعهٔ نقاط روی محور مختصات) را روش کمترین مربعات[1] می‌نامند. اگر بخواهیم متغیر Y را از روی متغیر X پیش‌بینی کنیم، با توجه به روش کمترین مربعات، خط موردنظر را طوری انتخاب می‌کنیم که مجموع مربعات، یعنی فاصله‌های نقاط مختلف از خط مزبور، به موازات محور Y- حداقل ممکن باشد. چنین خطی را خط وایازی یا رگرسیون Y بر X می‌نامند و معادلهٔ آن چنین است:

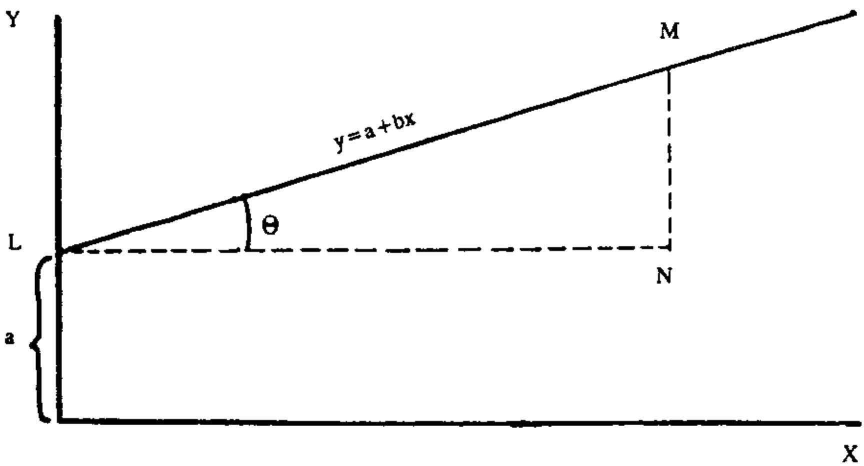
$$Y = bX+a$$

شکل پ ۴-۶ برای تجسم بهتر خصوصیات معادلهٔ خط وایازی ترسیم شده است. در این معادله، وقتی X مساوی صفر باشد، مقدار ثابت a برابر اندازهٔ Y خواهد بود؛ به عبارت دیگر، a برابر است با فاصلهٔ عددی بین مبدأ مختصات و نقطهٔ برخورد محور Y با خط برگشت. کمّیت b در این فرمول معرف شیب خط است. شیب هر خط مساوی است با نسبت فاصلهٔ عمودی به فاصلهٔ افقی آن و نمایندهٔ میزان افزایش مختصات خط Y در جهت عمودی برحسب ازدیاد مختصات X، یعنی جهت افقی آن، است. مقدار ثابت b، همانگونه که در شکل پ ۴-۶ دیده می‌شود، برابر با تانژانت زاویه‌ای است که خط وایازی با محور افقی می‌سازد. بنابراین:

$$b = \text{tg}\,\theta = \frac{MN}{NL}$$

1. Method of Least Squares

اگر مقادیر a و b معلوم باشد، محل عبور یک خط را می‌توان به آسانی تعیین کرده، به ازای هر مقدار X، مقدار Y متناظر با آن را محاسبه کرد.



شکل پ ۶.۴ موقعیت پارامترهای b و a نسبت به خط گرایش

وایازی خطی Y برروی X

هرگاه بخواهیم خط وایازی Y روی X را به روش کمترین مربعات تعیین کنیم، باید شیب خط byx و نقطهٔ تقاطع آن با محور Y، یعنی ayx را برآورد کنیم. فرمولهای زیر برای محاسبهٔ این دو پارامتر به کار می‌روند:

$$byx = \frac{\sum XY - (\sum X \,.\, \sum Y/N)}{\sum X^{2} - \left[(\sum X)^{2}/N\right]}$$

$$ayx = \frac{\sum Y - b}{N}$$

در این فرمولها، ΣX مجموع (X)، ΣY مجموع (Y)، ΣXY مجموع حاصلضرب مقادیر X و Y، ΣX^{2} مجموع مربعات X، و N تعداد ارقام است.

برای آشنایی بهتر با نحوهٔ محاسبه و ترسیم خط وایازی، جدول پ ۸ـ۶ تهیه شده است که ارقام میانگین تبخیر روزانه و دمای متوسط سطح آب را در ماههای مختلف سال برای ایستگاه نمونه نشان می‌دهد. دانسته‌های اصلی این جدول دنبالهٔ جدول پ۷ـ۶

است که ضریب همبستگی آن قبلاً تعیین شده است. نتایج حاصل از دانسته‌های جدول پ ۸ـ۶ به قرار زیر است:

$$\Sigma XY=۱۱۲۷/۱۰$$
$$\Sigma X=۴۵۱/۳۰$$
$$\Sigma Y=۶۴/۱۷$$
$$\Sigma X^۲=۷۷۳۸/۴۵$$
$$\Sigma Y^۲=۱۷۸/۵۸$$
$$N=۲۸$$

با وارد کردن این مقادیر در فرمولهای مورد بحث، داریم:

$$byx=\frac{۱۱۲۷/۱۰-(۴۵۱/۳۰\times ۶۴/۱۷/۲۸)}{۷۷۳۸/۴۵-[(۴۵۱/۳۰)^۲/۲۸]}=\frac{-۹۲/۸۱۷۱۰۷۲}{۴۶۴/۴۶۱۰۷۱}=-۰/۱۹۹۸$$

$$ayx=\frac{۶۴/۱۷-۰/۱۹۹۸\times ۴۵۱/۳۰}{۲۸}=-۰/۹۲۸۵$$

بنابراین، رابطهٔ زیر خط وایازی Y را بر X نشان می‌دهد:

$$Y'=۰/۱۹۹۸\,X-۰/۹۲۸۵$$

در اینجا بدین جهت از علامت Y' استفاده کرده‌ایم که نشان دهیم مقدار Y از روی مقدار X تخمین زده شده است. Y' معرف فاصلهٔ خط کمترین مربعات از محور X است که برحسب مقادیر مختلف X فرق می‌کند. با قرار دادن مقادیر مختلف X در فرمول بالا، معادل آن را به صورت Y' به دست می‌آوریم. مقدار به دست آمده Y'، خود تخمینی از مقدار واقعی Y است.

وایازی خطی X برروی Y

در بحثی که گذشت، وایازی متغیر Y را بر روی متغیر X مطالعه کردیم و خط وایازی را طوری انتخاب کردیم که مجموع مربعات فواصل نقاط تقاطع مختلف از خطی به موازات محور Yها به حداقل ممکن برسد. هدف ما در این مثال پیش‌بینی میزان تبخیر از روی دمای سطح آب بود. اما اگر منظور پیش‌بینی دمای سطح آب از روی میزان تبخیر باشد، باید از خط وایازی دیگری استفاده کنیم که خط وایازی X بر Y است و فرمول آن به قرار زیر است:

$$X'=bxyY+axy$$

جدول پ ۶.۸ متوسط دمای ماهانهٔ سطح آب و تبخیر روزانه در ایستگاه نمونه برای محاسبه وایازی خطی

سال	ماه	ردیف	دما(X)	تبخیر(Y)	xy	x۲	y۲
۱۹۶۷	آوریل	۱	۹/۱	۱/۸۹	۱۷/۲۰	۸۲/۸۱	۳/۵۷
	مه	۲	۱۵/۹	۳/۲۱	۵۱/۰۴	۲۵۲/۸۱	۱۰/۳۰
	ژوئن	۳	۱۸/۷	۳/۴۸	۶۵/۰۸	۳۴۹/۶۹	۱۲/۱۱
	ژوئیه	۴	۲۲/۱	۳/۷۱	۱۸/۹۹	۴۸۸/۴۱	۱۳/۷۶
	اوت	۵	۱۹/۲	۲/۴۸	۴۷/۶۲	۳۶۸/۶۴	۶/۱۵
	سپتامبر	۶	۱۵/۸	۱/۴۹	۲۳/۵۴	۲۴۹/۶۴	۲/۲۲
	اکتبر	۷	۱۱/۲	۰/۷۴	۸/۲۹	۱۲۵/۴۴	۰/۵۵
۱۹۶۸	آوریل	۸	۱۱/۹	۲/۷۷	۳۲/۹۶	۱۴۱/۶۱	۷/۶۷
	مه	۹	۱۳/۹	۲/۰۶	۲۸/۶۳	۱۹۳/۲۱	۴/۲۴
	ژوئن	۱۰	۱۹/۹	۳/۳۲	۶۶/۰۷	۳۹۶/۰۱	۱۱/۰۲
	ژوئیه	۱۱	۲۰/۰	۳/۰۴	۶۰/۸۰	۴۰۰/۰۰	۹/۲۴
	اوت	۱۲	۲۰/۰	۲/۵۶	۵۱/۲۰	۴۰۰/۰۰	۶/۵۵
	سپتامبر	۱۳	۱۶/۳	۱/۲۴	۲۰/۲۱	۲۶۵/۶۹	۱/۵۴
	اکتبر	۱۴	۱۱/۹	۰/۴۵	۵/۳۶	۱۴۱/۶۱	۰/۲۰
۱۹۶۹	آوریل	۱۵	۹/۹	۱/۵۸	۱۵/۶۴	۹۸/۰۱	۲/۵۰
	مه	۱۶	۱۵/۷	۲/۴۹	۳۹/۰۹	۲۴۶/۴۹	۶/۲۰
	ژوئن	۱۷	۱۹/۱	۳/۱۶	۶۰/۳۶	۳۶۴/۸۱	۹/۹۹
	ژوئیه	۱۸	۲۱/۶	۳/۴۷	۷۴/۹۵	۴۶۶/۵۶	۱۲/۰۴
	اوت	۱۹	۲۰/۵	۲/۹۷	۶۰/۸۹	۴۲۰/۲۵	۸/۸۲
	سپتامبر	۲۰	۱۶/۴	۱/۷۹	۲۹/۳۶	۲۶۸/۹۶	۳/۲۰
	اکتبر	۲۱	۱۲/۴	۰/۶۸	۸/۴۳	۱۵۳/۷۶	۰/۴۶
۱۹۷۰	آوریل	۲۲	۸/۰	۱/۰۰	۸/۰۰	۶۴/۰۰	۱/۰۰
	مه	۲۳	۱۵/۷	۲/۵۸	۴۰/۵۱	۲۴۶/۴۹	۶/۶۶
	ژوئن	۲۴	۲۱/۰۰	۴/۷۸	۱۰۰/۳۸	۴۴۴/۰۰	۲۲/۸۴
	ژوئیه	۲۵	۱۸/۷	۲/۳۷	۴۴/۳۲	۳۴۹/۶۹	۵/۶۲
	اوت	۲۶	۲۰/۱	۲/۶۹	۵۴/۰۷	۴۰۴/۰۱	۷/۲۴
	سپتامبر	۲۷	۱۵/۷	۱/۵۹	۲۴/۹۶	۲۴۶/۴۹	۲/۵۳
	اکتبر	۲۸	۱۰/۶	۰/۵۸	۶/۱۵	۱۱۲/۳۶	۰/۳۴
جمع	–	–	۴۵۱/۳۰	۶۴/۱۷	۱۱۲۷/۱۰	۷۷۳۸/۴۵	۱۷۸/۵۸

در این فرمول نیز علامت X' (به جای X) نشانهٔ مقدار تخمینی است از مقدار واقعی X که با استفاده از دانسته‌های مربوط به Y به دست می‌آید. bxy شیب خط وایازی و axy محل تقاطع خط مزبور با محور Xهاست. مقادیر bxy و axy از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$bxy = \frac{\sum XY - (\sum X \,.\, \sum Y/N)}{\sum Y^{۲} - \left[(\sum Y)^{۲}/N\right]}$$

$$axy = \frac{\sum X - bxy \sum Y}{N}$$

با وارد کردن مقادیر جدول پ ۸ـ۶ در فرمول فوق خواهیم داشت:

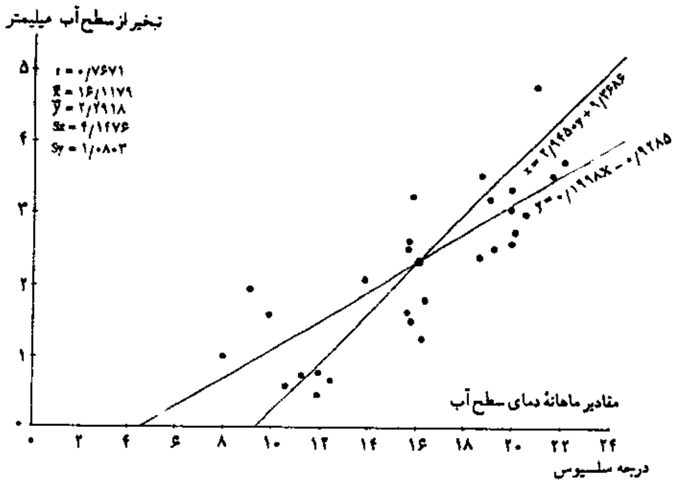
$$bxy = \frac{۱۱۲۷/۱۰ - ۲۸۹۵۹/۹۲۱/۲۸}{۱۷۸/۵۸ - [(۱۴۷/۰۶۳)]} = \frac{۹۲/۸۱۷۱}{۳۱/۵۱۷} = ۲/۹۴۴۹$$

$$axy = \frac{۴۵۱/۳۰ - ۲/۹۴۴۹ \times ۶۴/۱۷}{۲۸} = ۹/۳۶۸۶$$

بنابراین خط وایازی در اینجا عبارت خواهد بود:

$$X' = ۲/۹۴۵۰\, Y + ۹/۳۶۸۶$$

حال اگر به ازای مقادیر X و Y در دو فرمول معادلهٔ وایازی، ارقام مختلف بگذاریم و آنها را با نقطه روی محور مختصات علامت بگذاریم، می‌توانیم با خطی مستقیم آن نقاط را به هم وصل کرده، خطوط وایازی را مشخص کنیم. این خطوط در شکل پ ۵ـ۶ برای ایستگاه نمونه ترسیم شده است.



شکل پ ۵ـ۶ وایازی Y بر حسب X و X برحسب Y

می‌بینیم که بر هر گروه از پارامترهای همبسته می‌توان دو خط وایازی را تطبیق داد که در اینجا به صورت خط وایازی Y بر X و خط وایازی X بر Y نشان داده شده است، به طوری که خط وایازی X بر Y برای پیش‌بینی متغیر X از روی متغیر Y و خط وایازی Y بر X برای پیش‌بینی Y از روی X به کار می‌رود. دو خط مزبور، جز در مواردی که همبستگی دو متغیر صد در صد کامل باشد (همهٔ نقاط تقاطع روی یک خط مستقیم قرار داشته باشند)، از یکدیگر فاصله دارند. بدیهی است که هرچه همبستگی دو متغیر بیشتر باشد، دو خط مزبور به هم نزدیکتر و فاصلهٔ آنها کمتر می‌شود و در شرایط استثنایی که همبستگی متغیرها کامل باشد، دو خط مزبور کاملاً بر یکدیگر منطبق می‌شوند.

توزیع بهنجار

یکی از اساسی‌ترین و مهمترین توزیعها در آمار و نظریه احتمال، توزیع بهنجار یا توزیع گاوس[1] است. بسیاری از توزیعهای مربوط به نمونه‌ای معین، با اینگونه توزیع مقایسه و توجیه می‌شوند. در تخمین و آزمون و همچنین تحلیل میزان همبستگی بین متغیرها غالباً از توزیع بهنجار استفاده می‌شود. معادلهٔ این توزیع که در تحلیل مسائل جغرافیایی و اقلیمی هم کاربردهای جالبی دارد، عبارت است از:

$$Y = \frac{N}{\delta\sqrt{۲\pi}}\,\bar{e}^{\,(x-\mu)^{۲}/۲\delta^{۲}}$$

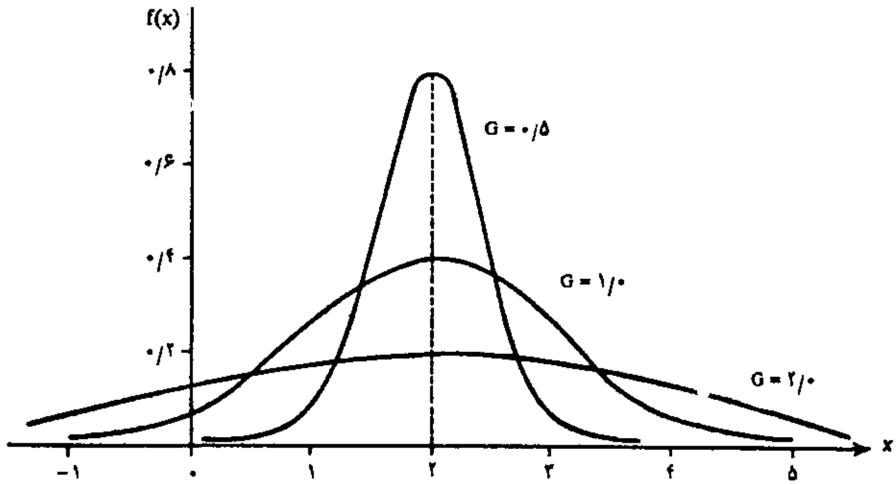
در این فرمول Y ارتفاع یا بلندی منحنی برای مقدار بخصوصی از متغیر X، π عدد ثابت (پی) برابر با ۳/۱۴۱۶، e پایهٔ لگاریتم ناپیر برابر با ۲/۷۱۸۳، N تعداد موارد یا موضوعات (که برابر با کل مساحت زیرمنحنی است)، μ میانگین حسابی و δ انحراف معیار است.

بنابراین، اگر N ، μ و δ معلوم باشند، می‌توان با گذاردن مقادیر مختلف X در فرمول بالا، مقادیر Y مربوط به منحنی پارامترهای معلوم یادشده را به دست آورد. اگر مقادیر X و Y را رسم کنیم منحنی بهنجاری تشکیل می‌شود که میانگین آن با μ و انحراف معیار آن با δ و مساحت آن با N برابر است.

---

1. Gauss

منحنی فراوانی در توزیع بهنجار کاملاً متقارن است و شباهت بسیار به زنگوله دارد. فرم این منحنی با میانگین حسابی و انحراف از معیار مشخص می‌شود. در حقیقت، میانگین حسابی تعیین‌کنندهٔ موقعیت توزیع روی محور X ، و انحراف از معیار تعیین‌کنندهٔ فرم منحنی است. هرچه انحرافِ از معیار بزرگتر باشد، «پهنا» و «پخی» سیر منحنی بیشتر است و برعکس، هر چه این انحراف کوچکتر باشد، قسمت میانی منحنی (زنگوله) تیزتر و کشیده‌تر می‌شود. شکل پ ۶ـ۶ فرم منحنی حاصل برای سه توزیع فراوانی بهنجار را با مشخصات $\delta = ۰/۵$ ، $\delta = ۱$ و $\delta = ۲$ با میانگین یکسان $\mu = ۲$ نشان می‌دهد.



شکل پ ۶ـ۶ فرم منحنی برای سه توزیع فراوانی بهنجار

بنابراین، میانگین و انحراف معیار از فرمول کلی توزیع بهنجار مقادیر متفاوتی دارند. از این رو، برای این توزیع می‌توان منحنیهای بیشماری رسم کرد و برای اینکه منحنی بهنجار مبنای استانداردی داشته باشد، معمولاً میانگین آن را معادل صفر و انحراف از معیار و مساحت زیر آن را برابر با واحد (یک) انتخاب می‌کنند. بنابراین، با توجه به ارقام مزبور، یعنی $\mu=۰$ و $\delta=۱$، معادلهٔ منحنی بهنجار به صورت زیر درمی‌آید:

$$Y = \frac{۱}{\delta\sqrt{۲\pi}}\, e^{-z^{۲}/۲}$$

در این فرمول، Z مقداری استاندارد است که برابر است با نسبت تفاضل هر متغیر از میانگین یک توزیع به مقدار انحراف از معیار آن. فرمول کلی برای محاسبهٔ آن به قرار زیر است:

$$Z=\frac{X-\mu}{\delta}$$

بنابراین، برای اینکه بدانیم هر متغیر X در منحنی بهنجار چه جایگاهی دارد و به عبارت دیگر، ارتفاع محور عمودی منحنی آن از نقطهٔ X برحسب آحاد انحراف از معیار چقدر است، کافی است که ابتدا استاندارد آن را از فرمول بالا به دست آوریم و مقدار Z را محاسبه کنیم. با قراردادن مقادیر مختلفِ Z در فرمول مربوط می‌توان اندازه‌های مختلف Y (ارتفاع منحنی) را تعیین کرد. مثلاً اگر $Z=۰$ باشد، Y مساوی است با:

$$Y = \frac{۱}{\sqrt{۲\pi}} = ۰/۳۹۸۳$$

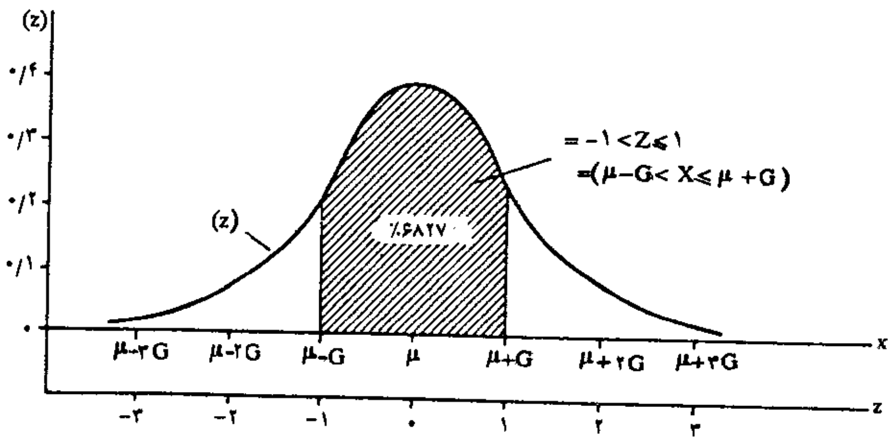
زیرا $e^{0}=۱$ (هر عدد به توان صفر مساوی یک است). به این ترتیب، ارتفاع منحنی نیز با نقطه‌ای که برمیانگین آن تطبیق می‌کند برابر است با ۰/۳۹۸۳ مقدار استاندارد. برای $Z=+۱$ و $Z=+۲$ نیز به ترتیب، مقادیر $Y=۰/۲۴۲۰$ و $Y=۰/۰۵۴۰$ به دست می‌آید. بدیهی است که ارقام $Z=-۱$ و $Z=-۲$ و سایر ارقام منفی دیگر نیز به دلیل متقارن بودن منحنی، مقدار Y مشابهی دارند.

با دور شدن از میانگین، در هر دو سمت، از ارتفاع و سطح زیر منحنی نیز به یک نسبت کاسته می‌شود. چون متغیر X را معمولاً بر محور افقی قرار می‌دهند، مقادیر Z نیز روی محور افقی سطح زیرمنحنی بهنجار نشان داده می‌شود. انحرافاتی که در سمت راست میانگین قرار داشته باشد (مقدار آنها از صفر بیشتر باشد) با علامت مثبت و انحرافاتی که در سمت چپ میانگین قرار داشته باشد با علامت منفی نشان داده می‌شود. اگر از محل مقدار Z روی محور افقی خطی به طور عمود رسم کنیم که منحنی بهنجار را قطع کند می‌توانیم مساحت زیرمنحنی را که محصور بین خط مزبور و میانگین است با استفاده از معادله توزیع بهنجار، بسهولت محاسبه کنیم.

علت انتخاب عدد یک برای سطح زیرمنحنی بهنجار این است که احتمال وقوع هر رویداد همیشه بین صفر و یک تغییر می‌کند ($۱\geq P\geq ۰$) و مجموع احتمالهای

وقوع آن مساوی با یک است. بنابراین، مساحت زیرمنحنی بهنجار که حاصل مجموع احتمالات است، برابر با یک انتخاب می‌شود. تقریباً تمام مساحت زیرمنحنی بهنجار در فاصلهٔ میانگین تا Z+۳ و Z−۳ توزیع شده است که منطبق با μ+۳ و μ−۳ از میانگین است.

بنابراین، با در دست داشتن مقادیر Z می‌توان سطح زیرمنحنی و به عبارت دیگر، درصد احتمال وقوع یک رویداد را محاسبه یا پیش‌بینی کرد. از آنجا که این محاسبه وقتگیر است، جدولهایی تهیه شده است که در آن برای هر مقدار Z، ارتفاع منحنی بهنجار و همچنین قسمتهای مختلف سطح زیرمنحنی (قطعات میانی و کناری)، یعنی درصد احتمال وقوع یک رویداد، محاسبه و منعکس شده است.[1] مثلاً با بررسی این جدول معلوم می‌شود که ۰/۳۴۱۳ مساحت منحنی یا ۳۴ درصد آن، بین Z=۰ و Z=۱ واقع شده است. بنابراین، همین مقدار نیز بین Z=۰ و Z=−۱ واقع است (به دلیل تقارن منحنی). به عبارت دیگر، آن مقدار از مساحت منحنی که بین Z=±۱ واقع شده است مساوی با ۰/۶۸۲۶=۰/۳۴۱۳+۰/۳۴۱۳ یا تقریباً ۶۸ درصد از کل مساحت زیرمنحنی است (شکل پ ۷ـ۶).



شکل پ ۷ـ۶ منحنی طبیعی با مساحت بین محور عمودی منطبق با مقادیر مختلف Z یا X/G

---

۱. نمونهٔ جدولهای یادشده در پایان بحث حاضر آمده است.

برهمین اساس، مساحت محصور بین ۲±=Z و ۳±=Z به ترتیب مساوی ۰/۹۵۴۵ و ۰/۹۹۷۳ درصد از کل منحنی است.

حال برای آشنایی با موارد کاربرد توزیع بهنجار در اقلیم‌شناسی چند مثال ارائه می‌شود.

با توجه به باران سالانهٔ ایستگاه نمونه می‌توانیم فرض کنیم که بارندگی در ایستگاه مزبور از توزیعی بهنجار برخوردار است. مشخصات توزیع بارندگی در این ایستگاه شامل μ میلیمتر، یعنی میانگین باران سالانه برابر با $\bar{X}$=۸۶۶/۵۰، و S میلیمتر، یعنی انحراف از معیار برابر با δ=۱۲۰/۷۱ میلیمتر است. بنابراین، داریم:

$$Z=+1=\mu+\delta= 987/21 \text{ میلیمتر}$$

$$Z=-1=\mu-\delta= 745/79 \text{ میلیمتر}$$

$$2\delta= 241/42$$

$$Z=+2=\mu+2\delta= 1107/92 \text{ میلیمتر}$$

$$Z=-2=\mu-2\delta= 625/08 \text{ میلیمتر}$$

قبلاً اشاره شد که ۹۵/۴۵ درصد از کل مساحت زیرمنحنی بین ۲±Z واقع است. پس تنها ۴/۵۵ درصد از مساحت زیرمنحنی خارج از محدودهٔ این دو رقم (۲±Z) قرار می‌گیرد. به عبارت دیگر، ۴/۵۵ درصد احتمال دارد که بارندگی در ایستگاه مزبور کمتر از ۶۲۵/۰۸ میلیمتر یا بالاتر از ۱۱۰۷/۹۲ میلیمتر باشد. این نکته را نیز می‌توان چنین بیان کرد که در هر ۲۲ سال، تنها یک بار امکان دارد که مقدار باران سالانه در ایستگاه مزبور بین ۱۱۰۸ و ۶۲۶ میلیمتر نباشد.

احتمال اینکه باران سالانه در این ایستگاه کمتر یا مساوی ۶۲۶ میلیمتر باشد (۲−=Z) برابر ۲/۲۷ درصد است. بنابراین، تنها یک بار در هر ۴۴ سال امکان ریزش این مقدار باران در طول یک سال وجود دارد. همین احتمال برای موردی وجود دارد که میزان باران سالانه از ۱۱۰۸ میلیمتر تجاوز کند. دو سؤال جالب دیگر می‌توان در این رابطه مطرح کرد.

۱. در چند درصد از سال می‌توان انتظار داشت که در یک منطقهٔ معین، کمتر از ۷۰۰ میلیمتر باران ببارد. این سؤال را می‌توان دربارهٔ حداقل میزان بارندگی (مثلاً حداقل ۳۰۰ میلیمتر) نیز مطرح کرد.

محاسبهٔ حداقل بارندگی ۷۰۰ میلیمتر برای ایستگاه مورد مثال ما به این صورت انجام می‌گیرد که ابتدا مقدار ۷۰۰ میلیمتر باران را طبق فرمول Z بـه عـدد استاندارد تبدیل می‌کنیم:

$$Z = \frac{Z - \mu}{\delta} = \frac{۷۰۰ - ۸۶۶/۵۰}{۱۲۰/۷۱} = -۱/۳۷۹۳$$

سپس مقدار احتمال رقم Z=-۱/۳۷۹۳ را در جدول ضمیمهٔ پیوست پیدا می‌کنیم. این رقم ۰/۰۸۳۸ است، یعنی ۸/۴ درصد از سالها احتمال دارد که مقدار باران در این دستگاه کمتر از ۷۰۰ میلیمتر باشد (تقریباً یک بار در هر ۱۲ سال).

۲. سؤال دوم می‌تواند دربارهٔ مقدار باران سالانه‌ای باشد که مثلاً در ۹۰ درصد از سالها از آن مقدار تجاوز نمی‌شود. به عبارت دیگر، این مقدار باران متناسب با مقداری است که ۱۰ درصد از سالها از آن تجاوز می‌شود. در این رابطه، در جستجوی مقدار Z برای ۹۰ درصد از کل سطح زیرمنحنی برمی‌آییم و اگر به جدول ضمیمه مراجعه کنیم، از ستون سوم عدد Z برای ۹۰ درصد سطح زیر منحنی مساوی با ۱/۲۸ به دست می‌آید. بنابراین، از این مقدار Z، معادل X آن را طبق فرمول زیر محاسبه می‌کنیم:

$$Z = \frac{X - \mu}{\delta} \text{ یا } X = Z\delta + \mu$$

حال اگر ارقام میانگین و انحراف از معیار ایستگاه نمونهٔ خود را در فرمول فوق قرار دهیم، خواهیم داشت:

$$Z = ۱/۲۸۱۶ \times ۱۲۰/۷۱ + ۸۶۶/۵۰ = ۱۰۲۱/۲۰ \text{ میلیمتر}$$

این بدان معنی است که در ۹۰ درصد از سالها میزان باران سالانه در ایستگاه نمونه از ۱۰۲۱/۲ میلیمتر تجاوز نمی‌کند.

ایـنگونه مـحاسبات در بـرنامه‌ریزیهای مـربوط بـه آب و آبـیاری (بـویژه در کشاورزی) اهمیت بسیار دارد.

به طور کلی تـوزیع بـهنجار کـه زمـینه‌های اسـتفاده و کـاربرد آن وسـیع است مشخصات زیر را دارد:

الف) از تقارن کامل برخوردار است و میانگین، نما و میانهٔ آن برهم منطبقند.

ب) حداکثر ارتفاع منحنی مزبور در ناحیهٔ میانگین آن، یعنی در نقطه‌ای است که

در آن، Z=۰ است. این ارتفاع در منحنی بهنجار استاندارد برابر با ۰/۳۹۸۹ است.

ج) کل سطح زیر منحنی بهنجار مساوی با واحد است. مساحت بین میانگین و یک «واحد فاصله» یا انحراف از معیار به طرف راست از میانگین ۰/۳۴۱۳ (۳۴ درصد) از کل سطح زیر منحنی را شامل می‌شود. همین مقدار نیز برای یک «واحد فاصله» یا انحراف از معیار به طرف چپ از میانگین صدق می‌کند.

د) ۹۵/۵ درصد از کل سطح زیر منحنی در فاصله ۲+ و ۲-، و ۹۹/۷ درصد آن در فاصله ۳+ تا ۳- قرار دارد.

ه) با در دست داشتن مقادیر Z می‌توان ارتفاع خط عمود بر محور افقی منحنی بهنجار و همچنین سطح زیر منحنی آن را از میانگین و احتمال وقوع یک رویداد را به دست آورد (جدول پیوست).

جدول پ ۶.۹ متغیرهای طبیعی Z و Y و مساحت قطعات کناری و میانی سطح زیرمنحنی طبیعی

(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تاZ	(۱) Z عدد استاندارد
۰/۳۹۸۹	۰/۵۰۰۰	۰/۵۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰
۰/۳۹۸۹	۰/۴۹۶۰	۰/۵۰۴۰	۰/۰۰۴۰	۰/۰۱
۰/۳۹۸۹	۰/۴۹۲۰	۰/۵۰۸۰	۰/۰۰۸۰	۰/۰۲
۰/۳۹۸۸	۰/۴۸۸۰	۰/۵۱۲۰	۰/۰۱۲۰	۰/۰۳
۰/۳۹۸۶	۰/۴۸۴۰	۰/۵۱۶۰	۰/۰۱۶۰	۰/۰۴
۰/۳۹۸۴	۰/۴۸۰۱	۰/۵۱۹۹	۰/۰۱۹۹	۰/۰۵
۰/۳۹۸۲	۰/۴۷۶۱	۰/۵۲۳۹	۰/۰۲۳۹	۰/۰۶
۰/۳۹۸۰	۰/۴۷۲۱	۰/۵۲۷۹	۰/۰۲۷۹	۰/۰۷
۰/۳۹۷۷	۰/۴۶۸۱	۰/۵۳۱۹	۰/۰۳۱۹	۰/۰۸
۰/۳۹۷۳	۰/۴۶۴۱	۰/۵۳۵۹	۰/۰۳۵۹	۰/۰۹
۰/۳۹۷۰	۰/۴۶۰۲	۰/۵۳۹۸	۰/۰۳۹۸	۰/۱۰
۰/۳۹۶۵	۰/۴۵۶۲	۰/۵۴۳۸	۰/۰۴۳۸	۰/۱۱
۰/۳۹۶۱	۰/۴۵۲۲	۰/۵۴۷۸	۰/۰۴۷۸	۰/۱۲
۰/۳۹۵۶	۰/۴۴۸۳	۰/۵۵۱۷	۰/۰۵۱۷	۰/۱۳
۰/۳۹۵۱	۰/۴۴۴۳	۰/۵۵۵۷	۰/۰۵۵۷	۰/۱۴

ادامهٔ جدول پ ۶.۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۰/۱۵	۰/۰۵۹۶	۰/۵۵۹۶	۰/۴۴۰۴	۰/۳۹۴۵
۰/۱۶	۰/۰۶۳۶	۰/۵۶۳۶	۰/۴۳۶۴	۰/۳۹۳۹
۰/۱۷	۰/۰۶۷۵	۰/۵۶۷۵	۰/۴۳۲۵	۰/۳۹۳۲
۰/۱۸	۰/۰۷۱۴	۰/۵۷۱۴	۰/۴۲۸۶	۰/۳۹۲۵
۰/۱۹	۰/۰۷۵۳	۰/۵۷۵۳	۰/۴۲۴۷	۰/۳۹۱۸
۰/۲۰	۰/۰۷۹۳	۰/۵۷۹۳	۰/۴۲۰۷	۰/۳۹۱۰
۰/۲۱	۰/۰۸۳۲	۰/۵۸۳۲	۰/۴۱۶۸	۰/۳۹۰۲
۰/۲۲	۰/۰۸۷۱	۰/۵۸۷۱	۰/۴۱۲۹	۰/۳۸۹۴
۰/۲۳	۰/۰۹۱۰	۰/۵۹۱۰	۰/۴۰۹۰	۰/۳۸۸۵
۰/۲۴	۰/۰۹۴۸	۰/۵۹۴۸	۰/۴۰۵۲	۰/۳۸۷۶
۰/۲۵	۰/۰۹۸۷	۰/۵۹۸۷	۰/۴۰۱۳	۰/۳۸۶۷
۰/۲۶	۰/۱۰۲۶	۰/۶۰۲۶	۰/۳۹۷۴	۰/۳۸۵۷
۰/۲۷	۰/۱۰۶۴	۰/۶۰۶۴	۰/۳۹۳۶	۰/۳۸۴۷
۰/۲۸	۰/۱۱۰۳	۰/۶۱۰۳	۰/۳۸۹۷	۰/۳۸۳۶
۰/۲۹	۰/۱۱۴۱	۰/۶۱۴۱	۰/۳۸۵۹	۰/۳۸۲۵
۰/۳۰	۰/۱۱۷۹	۰/۶۱۷۹	۰/۳۸۲۱	۰/۳۸۱۴
۰/۳۱	۰/۱۲۱۷	۰/۶۲۱۷	۰/۳۷۸۳	۰/۳۸۰۲
۰/۳۲	۰/۱۲۵۵	۰/۶۲۵۵	۰/۳۷۴۵	۰/۳۷۹۰
۰/۳۳	۰/۱۲۹۳	۰/۶۲۹۳	۰/۳۷۰۷	۰/۳۷۷۸
۰/۳۴	۰/۱۳۳۱	۰/۶۳۳۱	۰/۳۶۶۹	۰/۳۷۶۵
۰/۳۵	۰/۱۳۶۸	۰/۶۳۶۸	۰/۳۶۳۲	۰/۳۷۵۲
۰/۳۶	۰/۱۴۰۶	۰/۶۴۰۶	۰/۳۵۹۴	۰/۳۷۳۹
۰/۳۷	۰/۱۴۴۳	۰/۶۴۴۳	۰/۳۵۵۷	۰/۳۷۲۵
۰/۳۸	۰/۱۴۸۰	۰/۶۴۸۰	۰/۳۵۲۰	۰/۳۷۱۲
۰/۳۹	۰/۱۵۱۷	۰/۶۵۱۷	۰/۳۴۸۳	۰/۳۶۹۷
۰/۴۰	۰/۱۵۵۴	۰/۶۵۵۴	۰/۳۴۴۶	۰/۳۶۸۳

ادامهٔ جدول پ ۶.۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۰/۴۱	۰/۱۵۹۱	۰/۶۵۹۱	۰/۳۴۰۹	۰/۳۶۶۸
۰/۴۲	۰/۱۶۲۸	۰/۶۶۲۸	۰/۳۳۷۲	۰/۳۶۵۳
۰/۴۳	۰/۱۶۶۴	۰/۶۶۶۴	۰/۳۳۳۶	۰/۳۶۳۷
۰/۴۴	۰/۱۷۰۰	۰/۶۷۰۰	۰/۳۳۰۰	۰/۳۶۲۱
۰/۴۵	۰/۱۷۳۶	۰/۶۷۳۶	۰/۳۲۶۴	۰/۳۶۰۵
۰/۴۶	۰/۱۷۷۲	۰/۶۷۷۲	۰/۳۲۲۸	۰/۳۵۸۹
۰/۴۷	۰/۱۸۰۸	۰/۶۸۰۸	۰/۳۱۹۲	۰/۳۵۷۲
۰/۴۸	۰/۱۸۴۴	۰/۶۸۴۴	۰/۳۱۵۶	۰/۳۵۵۵
۰/۴۹	۰/۱۸۷۹	۰/۶۸۷۹	۰/۳۱۲۱	۰/۳۵۳۸
۰/۵۰	۰/۱۹۱۵	۰/۶۹۱۵	۰/۳۰۸۵	۰/۳۵۲۱
۰/۵۱	۰/۱۹۵۰	۰/۶۹۵۰	۰/۳۰۵۰	۰/۳۵۰۳
۰/۵۲	۰/۱۹۸۵	۰/۶۹۸۵	۰/۳۰۱۵	۰/۳۴۸۵
۰/۵۳	۰/۲۰۱۹	۰/۷۰۱۹	۰/۲۹۸۱	۰/۳۴۶۷
۰/۵۴	۰/۲۰۵۴	۰/۷۰۵۴	۰/۲۹۴۶	۰/۳۴۴۸
۰/۵۵	۰/۲۰۸۸	۰/۷۰۸۸	۰/۲۹۱۲	۰/۳۴۲۹
۰/۵۶	۰/۲۱۲۳	۰/۷۱۲۳	۰/۲۸۷۷	۰/۳۴۱۰
۰/۵۷	۰/۲۱۵۷	۰/۷۱۵۷	۰/۲۸۴۳	۰/۳۳۹۱
۰/۵۸	۰/۲۱۹۰	۰/۷۱۹۰	۰/۲۸۱۰	۰/۳۳۷۲
۰/۵۹	۰/۲۲۲۴	۰/۷۲۲۴	۰/۲۷۷۶	۰/۳۳۵۲
۰/۶۰	۰/۲۲۵۷	۰/۷۲۵۷	۰/۲۷۴۳	۰/۳۳۳۲
۰/۶۱	۰/۲۲۹۱	۰/۷۲۹۱	۰/۲۷۰۹	۰/۳۳۱۲
۰/۶۲	۰/۲۳۲۴	۰/۷۳۲۴	۰/۲۶۷۶	۰/۳۲۹۲
۰/۶۳	۰/۲۳۵۷	۰/۷۳۵۷	۰/۲۶۴۳	۰/۳۲۷۱
۰/۶۴	۰/۲۳۸۹	۰/۷۳۸۹	۰/۲۶۱۱	۰/۳۲۵۱
۰/۶۵	۰/۲۴۲۲	۰/۷۴۲۲	۰/۲۵۷۸	۰/۳۲۳۰
۰/۶۶	۰/۲۴۵۴	۰/۷۴۵۴	۰/۲۵۴۶	۰/۳۲۰۹
۰/۶۷	۰/۲۴۸۶	۰/۷۴۸۶	۰/۲۵۱۴	۰/۳۱۸۷
۰/۶۸	۰/۲۵۱۷	۰/۷۵۱۷	۰/۲۴۸۳	۰/۳۱۶۶
۰/۶۹	۰/۲۵۴۹	۰/۷۵۴۹	۰/۲۴۵۱	۰/۳۱۴۴

ادامهٔ جدول پ ۹ـ۶

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۰/۷۰	۰/۲۵۸۰	۰/۷۵۸۰	۰/۲۴۲۰	۰/۳۱۲۳
۰/۷۱	۰/۲۶۱۱	۰/۷۶۱۱	۰/۲۳۸۹	۰/۳۱۰۱
۰/۷۲	۰/۲۶۴۲	۰/۷۶۴۲	۰/۲۳۵۸	۰/۳۰۷۹
۰/۷۳	۰/۲۶۷۳	۰/۷۶۷۳	۰/۲۳۲۷	۰/۳۰۵۶
۰/۷۴	۰/۲۷۰۴	۰/۷۷۰۴	۰/۲۲۹۶	۰/۳۰۳۴
۰/۷۵	۰/۲۷۳۴	۰/۷۷۳۴	۰/۲۲۶۶	۰/۳۰۱۱
۰/۷۶	۰/۲۷۶۴	۰/۷۷۶۴	۰/۲۲۳۶	۰/۲۹۸۹
۰/۷۷	۰/۲۷۹۴	۰/۷۷۹۴	۰/۲۲۰۶	۰/۲۹۶۶
۰/۷۸	۰/۲۸۲۳	۰/۷۸۲۳	۰/۲۱۷۷	۰/۲۹۴۳
۰/۷۹	۰/۲۸۵۲	۰/۷۸۵۲	۰/۲۱۴۸	۰/۲۹۲۰
۰/۸۰	۰/۲۸۸۱	۰/۷۸۸۱	۰/۲۱۱۹	۰/۲۸۹۷
۰/۸۱	۰/۲۹۱۰	۰/۷۹۱۰	۰/۲۰۹۰	۰/۲۸۷۴
۰/۸۲	۰/۲۹۳۹	۰/۷۹۳۹	۰/۲۰۶۱	۰/۲۸۵۰
۰/۸۳	۰/۲۹۶۷	۰/۷۹۶۷	۰/۲۰۳۳	۰/۲۸۲۷
۰/۸۴	۰/۲۹۹۵	۰/۷۹۹۵	۰/۲۰۰۵	۰/۲۸۰۳
۰/۸۵	۰/۳۰۲۳	۰/۸۰۲۳	۰/۱۹۷۷	۰/۲۷۸۰
۰/۸۶	۰/۳۰۵۱	۰/۸۰۵۱	۰/۱۹۴۹	۰/۲۷۵۶
۰/۸۷	۰/۳۰۷۸	۰/۸۰۷۸	۰/۱۹۲۲	۰/۲۷۳۲
۰/۸۸	۰/۳۱۰۶	۰/۸۱۰۶	۰/۱۸۹۴	۰/۲۷۰۹
۰/۸۹	۰/۳۱۳۳	۰/۸۱۳۳	۰/۱۸۶۷	۰/۲۶۸۵
۰/۹۰	۰/۳۱۵۹	۰/۸۱۵۹	۰/۱۸۴۱	۰/۲۶۶۱
۰/۹۱	۰/۳۱۸۶	۰/۸۱۸۶	۰/۱۸۱۴	۰/۲۶۳۷
۰/۹۲	۰/۳۲۱۲	۰/۸۲۱۲	۰/۱۷۸۸	۰/۲۶۱۳
۰/۹۳	۰/۳۲۳۸	۰/۸۲۳۸	۰/۱۷۶۲	۰/۲۵۸۹
۰/۹۴	۰/۳۲۶۴	۰/۸۲۶۴	۰/۱۷۳۶	۰/۲۵۶۵
۰/۹۵	۰/۳۲۸۹	۰/۸۲۸۹	۰/۱۷۱۱	۰/۲۵۴۱
۰/۹۶	۰/۳۳۱۵	۰/۸۳۱۵	۰/۱۶۸۵	۰/۲۵۱۶
۰/۹۷	۰/۳۳۴۰	۰/۸۳۴۰	۰/۱۶۶۰	۰/۲۴۹۲

ادامهٔ جدول پ ۶ـ۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۰/۹۸	۰/۳۳۶۵	۰/۸۳۶۵	۰/۱۶۳۵	۰/۲۴۶۸
۰/۹۹	۰/۳۳۸۹	۰/۸۳۸۹	۰/۱۶۱۱	۰/۲۴۴۴
۱/۰۰	۰/۳۴۱۳	۰/۸۴۱۳	۰/۱۵۸۷	۰/۲۴۲۰
۱/۰۱	۰/۳۴۳۸	۰/۸۴۳۸	۰/۱۵۶۲	۰/۲۳۹۶
۱/۰۲	۰/۳۴۶۱	۰/۸۴۶۱	۰/۱۵۳۹	۰/۲۳۷۱
۱/۰۳	۰/۳۴۸۵	۰/۸۴۸۵	۰/۱۵۱۵	۰/۲۳۴۷
۱/۰۴	۰/۳۵۰۸	۰/۸۵۰۸	۰/۱۴۹۲	۰/۲۳۲۳
۱/۰۵	۰/۳۵۳۱	۰/۸۵۳۱	۰/۱۴۶۹	۰/۲۲۹۹
۱/۰۶	۰/۳۵۵۴	۰/۸۵۵۴	۰/۱۴۴۶	۰/۲۲۷۵
۱/۰۷	۰/۳۵۷۷	۰/۸۵۷۷	۰/۱۴۲۳	۰/۲۲۵۱
۱/۰۸	۰/۳۵۹۹	۰/۸۵۹۹	۰/۱۴۰۱	۰/۲۲۲۷
۱/۰۹	۰/۳۶۲۱	۰/۸۶۲۱	۰/۱۳۷۹	۰/۲۲۰۳
۱/۱۰	۰/۳۶۴۳	۰/۸۶۴۳	۰/۱۳۵۷	۰/۲۱۷۹
۱/۱۱	۰/۳۶۶۵	۰/۸۶۶۵	۰/۱۳۳۵	۰/۲۱۵۵
۱/۱۲	۰/۳۶۸۶	۰/۸۶۸۶	۰/۱۳۱۴	۰/۲۱۳۱
۱/۱۳	۰/۳۷۰۸	۰/۸۷۰۸	۰/۱۲۹۲	۰/۲۱۰۷
۱/۱۴	۰/۳۷۲۹	۰/۸۷۲۹	۰/۱۲۷۱	۰/۲۰۸۳
۱/۱۵	۰/۳۷۴۹	۰/۸۷۴۹	۰/۱۲۵۱	۰/۲۰۵۹
۱/۱۶	۰/۳۷۷۰	۰/۸۷۷۰	۰/۱۲۳۰	۰/۲۰۳۶
۱/۱۷	۰/۳۷۹۰	۰/۸۷۹۰	۰/۱۲۱۰	۰/۲۰۱۲
۱/۱۸	۰/۳۸۱۰	۰/۸۸۱۰	۰/۱۱۹۰	۰/۱۹۸۹
۱/۱۹	۰/۳۸۳۰	۰/۸۸۳۰	۰/۱۱۷۰	۰/۱۹۶۵
۱/۲۰	۰/۳۸۴۹	۰/۸۸۴۹	۰/۱۱۵۱	۰/۱۹۴۲
۱/۲۱	۰/۳۸۶۹	۰/۸۸۶۹	۰/۱۱۳۱	۰/۱۹۱۹
۱/۲۲	۰/۳۸۸۸	۰/۸۸۸۸	۰/۱۱۱۲	۰/۱۸۹۵
۱/۲۳	۰/۳۹۰۷	۰/۸۹۰۷	۰/۱۰۹۳	۰/۱۸۷۲
۱/۲۴	۰/۳۹۲۶	۰/۸۹۲۵	۰/۱۰۷۵	۰/۱۸۴۹

ادامهٔ جدول پ ۶.۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۱/۲۵	۰/۳۹۴۴	۰/۸۹۴۴	۰/۱۰۵۶	۰/۱۸۲۶
۱/۲۶	۰/۳۹۶۲	۰/۸۹۶۲	۰/۱۰۳۸	۰/۱۸۰۴
۱/۲۷	۰/۳۹۸۰	۰/۸۹۸۰	۰/۱۰۲۰	۰/۱۷۸۱
۱/۲۸	۰/۳۹۹۷	۰/۸۹۹۷	۰/۱۰۰۳	۰/۱۷۵۸
۱/۲۹	۰/۴۰۱۵	۰/۹۰۱۵	۰/۰۹۸۵	۰/۱۷۳۶
۱/۳۰	۰/۴۰۳۲	۰/۹۰۳۲	۰/۰۹۶۸	۰/۱۷۱۴
۱/۳۱	۰/۴۰۴۹	۰/۹۰۴۹	۰/۰۹۵۱	۰/۱۶۹۱
۱/۳۲	۰/۴۰۶۶	۰/۹۰۶۶	۰/۰۹۳۴	۰/۱۶۶۹
۱/۳۳	۰/۴۰۸۲	۰/۹۰۸۲	۰/۰۹۱۸	۰/۱۶۴۷
۱/۳۴	۰/۴۰۹۹	۰/۹۰۹۹	۰/۰۹۰۱	۰/۱۶۲۶
۱/۳۵	۰/۴۱۱۵	۰/۹۱۱۵	۰/۰۸۸۵	۰/۱۶۰۴
۱/۳۶	۰/۴۱۳۱	۰/۹۱۳۱	۰/۰۸۶۹	۰/۱۵۸۲
۱/۳۷	۰/۴۱۴۷	۰/۹۱۴۷	۰/۰۸۵۳	۰/۱۵۶۱
۱/۳۸	۰/۴۱۶۲	۰/۹۱۶۲	۰/۰۸۳۸	۰/۱۵۳۹
۱/۳۹	۰/۴۱۷۷	۰/۹۱۷۷	۰/۰۸۲۳	۰/۱۵۱۸
۱/۴۰	۰/۴۱۹۲	۰/۹۱۹۲	۰/۰۸۰۸	۰/۱۴۹۷
۱/۴۱	۰/۴۲۰۷	۰/۹۲۰۷	۰/۰۷۹۳	۰/۱۴۷۶
۱/۴۲	۰/۴۲۲۲	۰/۹۲۲۲	۰/۰۷۷۸	۰/۱۴۵۶
۱/۴۳	۰/۴۲۳۶	۰/۹۲۳۶	۰/۰۷۶۴	۰/۱۴۳۵
۱/۴۴	۰/۴۲۵۱	۰/۹۲۵۱	۰/۰۷۴۹	۰/۱۴۱۵
۱/۴۵	۰/۴۲۶۵	۰/۹۲۶۵	۰/۰۷۳۵	۰/۱۳۹۴
۱/۴۶	۰/۴۲۷۹	۰/۹۲۷۹	۰/۰۷۲۱	۰/۱۳۷۴
۱/۴۷	۰/۴۲۹۲	۰/۹۲۹۲	۰/۰۷۰۸	۰/۱۳۵۴
۱/۴۸	۰/۴۳۰۶	۰/۹۳۰۶	۰/۰۶۹۴	۰/۱۳۳۴
۱/۴۹	۰/۴۳۱۹	۰/۹۳۱۹	۰/۰۶۸۱	۰/۱۳۱۵
۱/۵۰	۰/۴۳۳۲	۰/۹۳۳۲	۰/۰۶۶۸	۰/۱۲۹۵
۱/۵۱	۰/۴۳۴۵	۰/۹۳۴۵	۰/۰۶۵۵	۰/۱۲۷۶
۱/۵۲	۰/۴۳۵۷	۰/۹۳۵۷	۰/۰۶۴۳	۰/۱۲۵۷
۱/۵۳	۰/۴۳۷۰	۰/۹۳۷۰	۰/۰۶۳۰	۰/۱۲۳۸
۱/۵۴	۰/۴۳۸۲	۰/۹۳۸۲	۰/۰۶۱۸	۰/۱۲۱۹

ادامهٔ جدول پ ۶ـ۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۱/۵۵	۰/۴۳۹۴	۰/۹۳۹۴	۰/۰۶۰۶	۰/۱۲۰۰
۱/۵۶	۰/۴۴۰۶	۰/۹۴۰۶	۰/۰۵۹۴	۰/۱۱۸۲
۱/۵۷	۰/۴۴۱۸	۰/۹۴۱۸	۰/۰۵۸۲	۰/۱۱۶۳
۱/۵۸	۰/۴۴۲۹	۰/۹۴۲۹	۰/۰۵۷۱	۰/۱۱۴۵
۱/۵۹	۰/۴۴۴۱	۰/۹۴۴۱	۰/۰۵۵۹	۰/۱۱۲۷
۱/۶۰	۰/۴۴۵۲	۰/۹۴۵۲	۰/۰۵۴۸	۰/۱۱۰۹
۱/۶۱	۰/۴۴۶۳	۰/۹۴۶۳	۰/۰۵۳۷	۰/۱۰۹۲
۱/۶۲	۰/۴۴۷۴	۰/۹۴۷۴	۰/۰۵۲۶	۰/۱۰۷۴
۱/۶۳	۰/۴۴۸۴	۰/۹۴۸۴	۰/۰۵۱۶	۰/۱۰۵۷
۱/۶۴	۰/۴۴۹۵	۰/۹۴۹۵	۰/۰۵۰۵	۰/۱۰۴۰
۱/۶۵	۰/۴۵۰۵	۰/۹۵۰۵	۰/۰۴۹۵	۰/۱۰۲۳
۱/۶۶	۰/۴۵۱۵	۰/۹۵۱۵	۰/۰۴۸۵	۰/۱۰۰۶
۱/۶۷	۰/۴۵۲۵	۰/۹۵۲۵	۰/۰۴۷۵	۰/۰۹۸۹
۱/۶۸	۰/۴۵۳۵	۰/۹۵۳۵	۰/۰۴۶۵	۰/۰۹۷۳
۱/۶۹	۰/۴۵۴۵	۰/۹۵۴۵	۰/۰۴۵۵	۰/۰۹۵۷
۱/۷۰	۰/۴۵۵۴	۰/۹۵۵۴	۰/۰۴۴۶	۰/۰۹۴۰
۱/۷۱	۰/۴۵۶۴	۰/۹۵۶۴	۰/۰۴۳۶	۰/۰۹۲۵
۱/۷۲	۰/۴۵۷۳	۰/۹۵۷۳	۰/۰۴۲۷	۰/۰۹۰۹
۱/۷۳	۰/۴۵۸۲	۰/۹۵۸۲	۰/۰۴۱۸	۰/۰۸۹۳
۱/۷۴	۰/۴۵۹۱	۰/۹۵۹۱	۰/۰۴۰۹	۰/۰۸۷۸
۱/۷۵	۰/۴۵۹۹	۰/۹۵۹۹	۰/۰۴۰۱	۰/۰۸۶۳
۱/۷۶	۰/۴۶۰۸	۰/۹۶۰۸	۰/۰۳۹۲	۰/۰۸۴۸
۱/۷۷	۰/۴۶۱۶	۰/۹۶۱۶	۰/۰۳۸۴	۰/۰۸۳۳
۱/۷۸	۰/۴۶۲۵	۰/۹۶۲۵	۰/۰۳۷۵	۰/۰۸۱۸
۱/۷۹	۰/۴۶۳۳	۰/۹۶۳۳	۰/۰۳۶۷	۰/۰۸۰۴
۱/۸۰	۰/۴۶۴۱	۰/۹۶۴۱	۰/۰۳۵۹	۰/۰۷۹۰
۱/۸۱	۰/۴۶۴۹	۰/۹۶۴۶	۰/۰۳۵۱	۰/۰۷۷۵
۱/۸۲	۰/۴۶۵۶	۰/۹۶۵۶	۰/۰۳۴۴	۰/۰۷۶۱
۱/۸۳	۰/۴۶۶۴	۰/۹۶۶۴	۰/۰۳۳۶	۰/۰۷۴۸
۱/۸۴	۰/۴۶۷۱	۰/۹۶۷۱	۰/۰۳۲۹	۰/۰۷۳۴

ادامهٔ جدول پ ۹ـ۶

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) X قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Ψ ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۱/۸۵	۰/۴۶۷۸	۰/۹۶۷۸	۰/۰۳۲۲	۰/۰۷۲۱
۱/۸۶	۰/۴۶۸۶	۰/۹۶۸۶	۰/۰۳۱۴	۰/۰۷۰۷
۱/۸۷	۰/۴۶۹۳	۰/۹۶۹۳	۰/۰۳۰۷	۰/۰۶۹۴
۱/۸۸	۰/۴۶۹۹	۰/۹۶۹۹	۰/۰۳۰۱	۰/۰۶۸۱
۱/۸۹	۰/۴۷۰۶	۰/۹۷۰۶	۰/۰۲۹۴	۰/۰۶۶۹
۱/۹۰	۰/۴۷۱۳	۰/۹۷۱۳	۰/۰۲۸۷	۰/۰۶۵۶
۱/۹۱	۰/۴۷۱۹	۰/۹۷۱۹	۰/۰۲۸۱	۰/۰۶۴۴
۱/۹۲	۰/۴۷۲۶	۰/۹۷۲۶	۰/۰۲۷۴	۰/۰۶۳۲
۱/۹۳	۰/۴۷۳۲	۰/۹۷۳۲	۰/۰۲۶۸	۰/۰۶۲۰
۱/۹۴	۰/۴۷۳۸	۰/۹۷۳۸	۰/۰۲۶۲	۰/۰۶۰۸
۱/۹۵	۰/۴۷۴۴	۰/۹۷۴۴	۰/۰۲۵۶	۰/۰۵۹۶
۱/۹۶	۰/۴۷۵۰	۰/۹۷۵۰	۰/۰۲۵۰	۰/۰۵۸۴
۱/۹۷	۰/۴۷۵۶	۰/۹۷۵۶	۰/۰۲۴۴	۰/۰۵۷۳
۱/۹۸	۰/۴۷۶۱	۰/۹۷۶۱	۰/۰۲۳۹	۰/۰۵۶۲
۱/۹۹	۰/۴۷۶۷	۰/۹۷۶۷	۰/۰۲۳۳	۰/۰۵۵۱
۲/۰۰	۰/۴۷۷۲	۰/۹۷۷۲	۰/۰۲۲۸	۰/۰۵۴۰
۲/۰۱	۰/۴۷۷۸	۰/۹۷۷۸	۰/۰۲۲۲	۰/۰۵۲۹
۲/۰۲	۰/۴۷۸۳	۰/۹۷۸۳	۰/۰۲۱۷	۰/۰۵۱۹
۲/۰۳	۰/۴۷۸۸	۰/۰۷۸۸	۰/۰۲۱۲	۰/۰۵۰۸
۲/۰۴	۰/۴۷۹۳	۰/۹۷۹۳	۰/۰۲۰۷	۰/۰۴۹۸
۲/۰۵	۰/۴۷۹۸	۰/۹۷۹۸	۰/۰۲۰۲	۰/۰۴۸۸
۲/۰۶	۰/۴۸۰۳	۰/۹۸۰۳	۰/۰۱۹۷	۰/۰۴۷۸
۲/۰۷	۰/۴۸۰۸	۰/۹۸۰۸	۰/۰۱۹۲	۰/۰۴۶۸
۲/۰۸	۰/۴۸۱۲	۰/۹۸۱۲	۰/۰۱۸۸	۰/۰۴۵۹
۲/۰۹	۰/۴۸۱۷	۰/۹۸۱۷	۰/۰۱۸۳	۰/۰۴۴۹
۲/۱۰	۰/۴۸۲۱	۰/۹۸۲۱	۰/۰۱۷۹	۰/۰۴۴۰

ادامهٔ جدول پ ۹ـ۶

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۲/۱۱	۰/۴۸۲۶	۰/۹۸۲۶	۰/۰۱۷۴	۰/۰۴۳۱
۲/۱۲	۰/۴۸۳۰	۰/۹۸۳۰	۰/۰۱۷۰	۰/۰۴۲۲
۲/۱۳	۰/۴۸۳۴	۰/۹۸۳۴	۰/۰۱۶۶	۰/۰۴۱۳
۲/۱۴	۰/۴۸۳۸	۰/۹۸۳۸	۰/۰۱۶۲	۰/۰۴۰۴
۲/۱۵	۰/۴۸۴۲	۰/۹۸۴۲	۰/۰۱۵۸	۰/۰۳۹۶
۲/۱۶	۰/۴۸۴۶	۰/۹۸۴۶	۰/۰۱۵۴	۰/۰۳۸۷
۲/۱۷	۰/۴۸۵۰	۰/۹۸۵۰	۰/۰۱۵۰	۰/۰۳۷۹
۲/۱۸	۰/۴۸۵۴	۰/۹۸۵۴	۰/۰۱۴۶	۰/۰۳۷۱
۲/۱۹	۰/۴۸۵۷	۰/۹۸۵۷	۰/۰۱۴۳	۰/۰۳۶۳
۲/۲۰	۰/۴۸۶۱	۰/۹۸۶۱	۰/۰۱۳۹	۰/۰۳۵۵
۲/۲۱	۰/۴۸۶۴	۰/۹۸۶۴	۰/۰۱۳۶	۰/۰۳۴۷
۲/۲۲	۰/۴۸۶۸	۰/۹۸۶۸	۰/۰۱۳۲	۰/۰۳۳۹
۲/۲۳	۰/۴۸۷۱	۰/۹۸۷۱	۰/۰۱۲۹	۰/۰۳۳۲
۲/۲۴	۰/۴۸۷۵	۰/۹۸۷۵	۰/۰۱۲۵	۰/۰۳۲۵
۲/۲۵	۰/۴۸۷۸	۰/۹۸۷۸	۰/۰۱۲۲	۰/۰۳۱۷
۲/۲۶	۰/۴۸۸۱	۰/۹۸۸۱	۰/۰۱۱۹	۰/۰۳۱۰
۲/۲۷	۰/۴۸۸۴	۰/۹۸۸۴	۰/۰۱۱۶	۰/۰۳۰۳
۲/۲۸	۰/۴۸۸۷	۰/۹۸۸۷	۰/۰۱۱۳	۰/۰۲۹۷
۲/۲۹	۰/۴۸۹۰	۰/۹۸۹۰	۰/۰۱۱۰	۰/۰۲۹۰
۲/۳۰	۰/۴۸۹۳	۰/۹۸۹۳	۰/۰۱۰۷	۰/۰۲۸۳
۱/۳۱	۰/۴۸۹۶	۰/۹۸۹۶	۰/۰۱۰۴	۰/۰۲۷۷
۲/۳۲	۰/۴۸۹۸	۰/۹۸۹۸	۰/۰۱۰۲	۰/۰۲۷۰
۲/۳۳	۰/۴۹۰۱	۰/۹۹۰۱	۰/۰۰۹۹	۰/۰۲۶۴
۲/۳۴	۰/۴۹۰۴	۰/۹۹۰۴	۰/۰۰۹۶	۰/۰۲۵۸
۲/۳۵	۰/۴۹۰۶	۰/۹۹۰۶	۰/۰۰۹۴	۰/۰۲۵۲
۲/۳۶	۰/۴۹۰۹	۰/۹۹۰۹	۰/۰۰۹۱	۰/۰۲۴۶

ادامهٔ جدول پ ۶.۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۲/۳۷	۰/۴۹۱۱	۰/۹۹۱۱	۰/۰۰۸۹	۰/۰۲۴۱
۲/۳۸	۰/۴۹۱۳	۰/۹۹۱۳	۰/۰۰۸۷	۰/۰۲۳۵
۲/۳۹	۰/۴۹۱۶	۰/۹۹۱۶	۰/۰۰۸۴	۰/۰۲۲۹
۲/۴۰	۰/۴۹۱۸	۰/۹۹۱۸	۰/۰۰۸۲	۰/۰۲۲۴
۲/۴۱	۰/۴۹۲۰	۰/۹۹۲۰	۰/۰۰۸۰	۰/۰۲۱۹
۲/۴۲	۰/۴۹۲۲	۰/۹۹۲۲	۰/۰۰۷۸	۰/۰۲۱۳
۲/۴۳	۰/۴۹۲۵	۰/۹۹۲۵	۰/۰۰۷۵	۰/۰۲۰۸
۲/۴۴	۰/۴۹۲۷	۰/۹۹۲۷	۰/۰۰۷۳	۰/۰۲۰۳
۲/۴۵	۰/۴۹۲۹	۰/۹۹۲۹	۰/۰۰۷۱	۰/۰۱۹۸
۲/۴۶	۰/۴۹۳۱	۰/۹۹۳۱	۰/۰۰۶۹	۰/۰۱۹۴
۲/۴۷	۰/۴۹۳۲	۰/۹۹۳۲	۰/۰۰۶۸	۰/۰۱۸۹
۲/۴۸	۰/۴۹۳۴	۰/۹۹۳۴	۰/۰۰۶۶	۰/۰۱۸۴
۲/۴۹	۰/۴۹۳۶	۰/۹۹۳۶	۰/۰۰۶۴	۰/۰۱۸۰
۲/۵۰	۰/۴۹۳۸	۰/۹۹۳۸	۰/۰۰۶۲	۰/۰۱۷۵
۲/۵۱	۰/۴۹۴۰	۰/۹۹۴۰	۰/۰۰۶۰	۰/۰۱۷۱
۲/۵۲	۰/۴۹۴۱	۰/۹۹۴۱	۰/۰۰۵۹	۰/۰۱۶۷
۲/۵۳	۰/۴۹۴۳	۰/۹۹۳۴	۰/۰۰۵۷	۰/۰۱۶۳
۲/۵۴	۰/۴۹۴۵	۰/۹۹۴۵	۰/۰۰۵۵	۰/۰۱۵۸
۲/۵۵	۰/۴۹۴۶	۰/۹۹۴۶	۰/۰۰۵۴	۰/۰۱۵۴
۲/۵۶	۰/۴۹۴۸	۰/۹۹۴۸	۰/۰۰۵۲	۰/۰۱۵۱
۲/۵۷	۰/۴۹۴۹	۰/۹۹۴۹	۰/۰۰۵۱	۰/۰۱۴۷
۲/۵۸	۰/۴۹۵۱	۰/۹۹۵۱	۰/۰۰۴۹	۰/۰۱۴۳
۲/۵۹	۰/۴۹۵۲	۰/۹۹۵۲	۰/۰۰۴۸	۰/۰۱۳۹
۲/۶۰	۰/۴۹۵۳	۰/۹۹۵۳	۰/۰۰۴۷	۰/۰۱۳۶
۲/۶۱	۰/۴۹۵۵	۰/۹۹۵۵	۰/۰۰۴۵	۰/۰۱۳۲
۲/۶۲	۰/۴۹۵۶	۰/۹۹۵۶	۰/۰۰۴۴	۰/۰۱۲۹

ادامهٔ جدول پ ۶.۹

(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تاZ	(۱) Z عدد استاندارد
۰/۰۱۲۶	۰/۰۰۴۳	۰/۹۹۵۷	۰/۴۹۵۷	۲/۶۳
۰/۰۱۲۲	۰/۰۰۴۱	۰/۹۹۵۹	۰/۴۹۵۹	۲/۶۴
۰/۰۱۱۹	۰/۰۰۴۰	۰/۹۹۶۰	۰/۴۹۶۰	۲/۶۵
۰/۰۱۱۶	۰/۰۰۳۹	۰/۹۹۶۱	۰/۴۹۶۱	۲/۶۶
۰/۰۱۱۳	۰/۰۰۳۸	۰/۹۹۶۲	۰/۴۹۶۲	۲/۶۷
۰/۰۱۱۰	۰/۰۰۳۷	۰/۹۹۶۳	۰/۴۹۶۳	۲/۶۸
۰/۰۱۰۷	۰/۰۰۳۶	۰/۹۹۶۴	۰/۴۹۶۴	۲/۶۹
۰/۰۱۰۴	۰/۰۰۳۵	۰/۹۹۶۵	۰/۴۹۶۵	۲/۷۰
۰/۰۱۰۱	۰/۰۰۳۴	۰/۹۹۶۶	۰/۴۹۶۶	۲/۷۱
۰/۰۰۹۹	۰/۰۰۳۳	۰/۹۹۶۷	۰/۴۹۶۷	۲/۷۲
۰/۰۰۹۶	۰/۰۰۳۲	۰/۹۹۶۸	۰/۴۹۶۸	۲/۷۳
۰/۰۰۹۳	۰/۰۰۳۱	۰/۹۹۶۹	۰/۴۹۶۹	۲/۷۴
۰/۰۰۹۱	۰/۰۰۳۰	۰/۹۹۷۰	۰/۴۹۷۰	۲/۷۵
۰/۰۰۸۸	۰/۰۰۲۹	۰/۹۹۷۱	۰/۴۹۷۱	۲/۷۶
۰/۰۰۸۶	۰/۰۰۲۸	۰/۹۹۷۲	۰/۴۹۷۲	۲/۷۷
۰/۰۰۸۴	۰/۰۰۲۷	۰/۹۹۷۳	۰/۴۹۷۳	۲/۷۸
۰/۰۰۸۱	۰/۰۰۲۶	۰/۹۹۷۴	۰/۴۹۷۴	۲/۷۹
۰/۰۰۷۹	۰/۰۰۲۶	۰/۹۹۷۴	۰/۴۹۷۴	۲/۸۰
۰/۰۰۷۷	۰/۰۰۲۵	۰/۹۹۷۵	۰/۴۹۷۵	۲/۸۱
۰/۰۰۷۵	۰/۰۰۲۴	۰/۹۹۷۶	۰/۴۹۷۶	۲/۸۲
۰/۰۰۷۳	۰/۰۰۲۳	۰/۹۹۷۷	۰/۴۹۷۷	۲/۸۳
۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۲۳	۰/۹۹۷۷	۰/۴۹۷۷	۲/۸۴
۰/۰۰۶۹	۰/۰۰۲۲	۰/۹۹۷۸	۰/۴۹۷۸	۲/۸۵
۰/۰۰۶۷	۰/۰۰۲۱	۰/۹۹۷۹	۰/۴۹۷۹	۲/۸۶
۰/۰۰۶۵	۰/۰۰۲۱	۰/۹۹۷۹	۰/۴۹۷۹	۲/۸۷
۰/۰۰۶۳	۰/۰۰۲۰	۰/۹۹۸۰	۰/۴۹۸۰	۲/۸۸

ادامهٔ جدول پ ۶.۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۲/۸۹	۰/۴۹۸۱	۰/۹۹۸۱	۰/۰۰۱۹	۰/۰۰۶۱
۲/۹۰	۰/۴۹۸۱	۰/۹۹۸۱	۰/۰۰۱۹	۰/۰۰۶۰
۲/۹۱	۰/۴۹۸۲	۰/۹۹۸۲	۰/۰۰۱۸	۰/۰۰۵۸
۲/۹۲	۰/۴۹۸۲	۰/۹۹۸۲	۰/۰۰۱۸	۰/۰۰۵۶
۲/۹۳	۰/۴۹۸۳	۰/۹۹۸۳	۰/۰۰۱۷	۰/۰۰۵۵
۲/۹۴	۰/۴۹۸۴	۰/۹۹۸۴	۰/۰۰۱۶	۰/۰۰۵۳
۲/۹۵	۰/۴۹۸۴	۰/۹۹۸۴	۰/۰۰۱۶	۰/۰۰۵۱
۲/۹۶	۰/۴۹۸۵	۰/۹۹۸۵	۰/۰۰۱۵	۰/۰۰۵۰
۲/۹۷	۰/۴۹۸۵	۰/۹۹۸۵	۰/۰۰۱۵	۰/۰۰۴۸
۲/۹۸	۰/۴۹۸۶	۰/۹۹۸۶	۰/۰۰۱۴	۰/۰۰۴۷
۲/۹۹	۰/۴۹۸۶	۰/۹۹۸۶	۰/۰۰۱۴	۰/۰۰۴۶
۳/۰۰	۰/۴۹۸۷	۰/۹۹۸۷	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۴۴
۳/۰۱	۰/۴۹۸۷	۰/۹۹۸۷	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۴۳
۳/۰۲	۰/۴۹۸۷	۰/۹۹۸۷	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۴۲
۳/۰۳	۰/۴۹۸۸	۰/۹۹۸۸	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۴۰
۳/۰۴	۰/۴۹۸۸	۰/۹۹۸۸	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۳۹
۳/۰۵	۰/۴۹۸۹	۰/۹۹۸۹	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۳۸
۳/۰۶	۰/۴۹۸۹	۰/۹۹۸۹	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۳۷
۳/۰۷	۰/۴۹۸۹	۰/۹۹۸۹	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۳۶
۳/۰۸	۰/۴۹۹۰	۰/۹۹۹۰	۰/۰۰۱۰	۰/۰۰۳۵
۳/۰۹	۰/۴۹۹۰	۰/۹۹۹۰	۰/۰۰۱۰	۰/۰۰۳۴
۳/۱۰	۰/۴۹۹۰	۰/۹۹۹۰	۰/۰۰۱۰	۰/۰۰۳۳
۳/۱۱	۰/۴۹۹۱	۰/۹۹۹۱	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۳۲
۳/۱۲	۰/۴۹۹۱	۰/۹۹۹۱	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۳۱
۳/۱۳	۰/۴۹۹۱	۰/۹۹۹۱	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۳۰
۳/۱۴	۰/۴۹۹۲	۰/۹۹۹۲	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۲۹

ادامهٔ جدول پ ۶.۹

(۱) Z عدد استاندارد	(۲) A قطعهٔ میانی ۰ تا Z	(۳) B قطعهٔ کناری بیشتر از نیم	(۴) C قطعهٔ کناری کمتر از نیم	(۵) Y ارتفاع منحنی درنقطهٔ Z
۳/۱۵	۰/۴۹۹۲	۰/۹۹۹۲	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۲۸
۳/۱۶	۰/۴۹۹۲	۰/۹۹۹۲	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۲۷
۳/۱۷	۰/۴۹۹۲	۰/۹۹۹۲	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۲۶
۳/۱۸	۰/۴۹۹۳	۰/۹۹۹۳	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۲۵
۳/۱۹	۰/۴۹۹۳	۰/۹۹۹۳	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۲۵
۳/۲۰	۰/۴۹۹۳	۰/۹۹۹۳	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۲۴
۳/۲۱	۰/۴۹۹۳	۰/۹۹۹۳	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۲۳
۳/۲۲	۰/۴۹۹۴	۰/۹۹۹۴	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۲۲
۳/۲۳	۰/۴۹۹۴	۰/۹۹۹۴	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۲۲
۳/۲۴	۰/۴۹۹۴	۰/۹۹۹۴	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۲۱
۳/۳۰	۰/۴۹۹۵	۰/۹۹۹۵	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۱۷
۳/۴۰	۰/۴۹۹۷	۰/۹۹۹۷	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۱۲
۳/۵۰	۰/۴۹۹۸	۰/۹۹۹۸	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۹
۳/۶۰	۰/۴۹۹۸	۰/۹۹۹۸	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۶
۳/۷۰	۰/۴۹۹۹	۰/۹۹۹۹	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۴
۳/۸۰	۰/۴۹۹۹۲۸	۰/۹۹۹۹۲۸	۰/۰۰۰۰۷۲	۰/۰۰۰۲۹
۴/۰۰	۰/۴۹۹۹۶۸۳	۰/۹۹۹۹۶۸۳	۰/۰۰۰۰۳۱۷	۰/۰۰۰۱۳
۴/۵۰	۰/۴۹۹۹۹۶۶	۰/۹۹۹۹۹۶۶	۰/۰۰۰۰۰۳۴	۰/۰۰۰۰۱۵
۵/۰۰	۰/۴۹۹۹۹۹۷۱	۰/۹۹۹۹۹۹۷۱	۰/۰۰۰۰۰۰۲۹	۰/۰۰۰۰۰۱۵
۶/۰۰	۰/۴۹۹۹۹۹۹۹۹	۰/۹۹۹۹۹۹۹۹۹	۰/۰۰۰۰۰۰۰۰۱	۰/۰۰۰۰۰۰۰۰۶

منابع

تقر، مهدی؛ *آمار و احتمالات*؛ انتشارات جهاد دانشگاهی اصفهان، شمارهٔ ۲۸، ۱۳۶۴.

کاویانی، محمدرضا؛ «تحلیلی آماری از رژیم بارندگی ایران»، رشد، *آموزش جغرافیا*؛ شمارهٔ ۱۳، ۱۳۶۷.

موجدی، ضیاء؛ *روشهای آماری*؛ انتشارات دانشگاه ملی، شمارهٔ ۷۰.

نوابی، فرنا؛ *آمار مقدماتی*؛ انتشارات دانشگاه ملی، شمارهٔ ۹۵.

یومانس، ک. ری؛ *مقدمات آمار*؛ ترجمهٔ شهاب‌الدین قهرمان، انتشارات مؤسسهٔ عالی علوم سیاسی، ۱۳۵۲.

Bahrenberg (1975); *Statistische Methoden und ihre Anwenolungen in der Geographice;* Teubner Studienbucher.

Conrad (1940); *Methods in Climatology;* (1940);

Eliri, Franz (1969); *Statistik und Diagram;* Westermann.

(1939); *Klimakunde des Deutschen Reiches;* Bd 2., Berlin.

پیوست ۷

توضیح لوحهای رنگی

لوح ۱ تصویر ماهواره‌ای ابرها

این لوح کمربند همگرایی حاره‌ای را نشان می‌دهد که به صورت نواری سفیدرنگ از ابرهای درخشان در مرکز، از غرب به شرق، روی اقیانوس آرام کشیده شده است. ابرهای استراتوکومولوس جنوب تصویر، محل پرفشار جنب‌حاره‌ای پرو را در جنوب شرقی اقیانوس آرام نشان می‌دهد. منبع:

Bodechtel, J. and H. G. Gierloff-Emden, David and Charle, Hd.; (1974), *The Earth From Space*; Mayhew, H. and Evans (Trans.) Newton Abbot, West Germany: (1969).

لوح ۲ تابش سالانهٔ انرژی خورشید بر سطح زمین

در این لوح، توزیع جغرافیایی تابش کل سالانهٔ خورشید برحسب کیلوکالری به ازای هر سانتیمتر مربع نشان داده شده است.

بیشترین میزان دریافت انرژی تابش کل، به مناطق جنب‌حاره‌ای تعلق دارد که از نظر فراوانی هوای صاف و در نتیجه کمبود پوشش ابر، از شرایط مناسبی در طول سال بهره‌مندند. در همین مناطق، خطوط همتابش روی آبها (مثلاً شمال اقیانوس اطلس)، به دلیل پوشش ابر، بیشتر به سمت استوا خمیدگی پیدا کرده است. بنابراین، شدیدترین میزان دریافت انرژی تابش سالانهٔ خورشید به خشکیهای مناطق جنب‌حاره (صحرای افریقا، مصر و عربستان سعودی) محدود می‌شود و کمترین میزان دریافت انرژی در مناطق قطبی مشاهده می‌شود.

لوحهای ۳ و ۴ میانگین دمای ژانویه و ژوئیه (دی و تیر)

لوح ۳ زمستان نیمکرهٔ شمالی و تابستان نیمکرهٔ جنوبی را نشان می‌دهد. در صورتی که

لوح ۴ تابستان نیمکرهٔ شمالی و زمستان نیمکرهٔ جنوبی را نشان می‌دهد. هر کدام از این ماهها در نیمکرهٔ زمستان، سردترین و در نیمکرهٔ تابستان، گرمترین ماه سال هستند، اما در حاشیهٔ بعضی سواحل و مناطق دریایی، سردترین و گرمترین ماه سال تا ماههای بهمن و مرداد (برحسب نیمکرهٔ موردنظر) ادامه می‌یابد.

در منطقهٔ حارّه، به دلیل وجود دمای بالا و نوسانهای ناچیز آن در طی سال، روند تغییرات فصول با تغییرات بارش مشخص می‌شود. این وضعیت با زمینه تیره‌رنگ نشان داده شده است. در اینجا بیابانها و استپهای بیابانی به حساب نیامده‌اند؛ زیرا در مناطق مزبور، میزان بارندگی سالانه ناچیز و بسیار نامنظم است. از این‌رو، همباران (خط نقطه‌چین) ۱۰۰ میلیمتر این مناطق را از خطّه‌های دیگر جدا می‌کند. مناطقی که بیش از ۵۰ درصد بارش سالانهٔ آنها در یک فصل معین (زمستان یا تابستان) باریده است، با خطوط مورّب و مناطقی که کمتر از ۱۰ درصد بارش سالانهٔ آنها در یک فصل معین متمرکز شده است، با زمینه نقطه‌دار مشخص شده‌اند. بنابراین، خطوط مورّب معرف فصل باران و زمینه نقطه‌دار حاکی از فصل خشک است. لوحهای فوق این قاعده را هم نشان می‌دهند که باران در مناطق حارّه، حرکت ظاهری خورشید را تعقیب می‌کند. برای مثال، دی ماه زمان بارش در افریقای جنوبی و فصل خشکی در سودان است، در حالی که در تیر ماه درست برعکس است. در این لوحها دما به سطح دریا تبدیل شده است.

در اقلیمهای مدیترانه‌ای (حواشی مدیترانه، سواحل کالیفرنیا و شیلی و همچنین جنوب غربی استرالیا) تابستان بوضوح فصل خشک و زمستان کمابیش فصل بارش است. همچنین بخشهای وسیعی از سرزمین سیبری و مناطق دیگر که تا حواشی مدارقطبی می‌رسد با خطوط مورّب نشان داده شده حاکی از این نکته است که تابستان اقلیمهای برّی عرضهای بالا با بارش همراه است.

لوح ۵ نوسان سالانهٔ دما

منظور از نوسان سالانهٔ دما اختلاف بین میانگین دمای گرمترین و سردترین ماه سال است. این معیار، تنها در خشکیهای مناطق برون‌حارّه، معادل تفاضل دمای دی با تیر (لوحهای ۳ و ۴) است. در مناطق استوایی و حواشی آن، دماهای حاد سالانه به ماههایی دیگر محدود می‌شود. برای مثال، اختلاف دمای تیر (۲۷/۵) و دی (۲۷/۲) در آدیس‌آبابا، تنها ۰/۳ درجهٔ سانتیگراد است، در حالی که اختلاف دمای اردیبهشت

(۲۹/۸) و آذر (۲۶/۲) در همین شهر به ۳/۶ درجهٔ سانتیگراد می‌رسد. در این لوح مناطقی که نوسان سالانهٔ دمای آنها از ۲/۵ درجهٔ سانتیگراد کمتر است به رنگ زرد روشن نشان داده شده است.

این لوح در مورد نوسان روزانهٔ دما نیز اطلاعاتی باارزش دارد. در مناطق حارّه، نوسان روزانهٔ دما از نوسان سالانه بزرگتر است. این مناطق با سطوحی که شامل دوایر کوچک است نشان داده شده است.

در سایر مناطق برون‌حارّه، که علامت مزبور را ندارند، نوسان سالانهٔ دما بیشتر از نوسان روزانه است. این نکته عملاً برای آبها در کلیه عرضهای جغرافیایی نیز صادق است؛ زیرا به استثنای نزدیکترین نوار ساحلی، معمولاً نوسان روزانهٔ دما در روی آبها از یک درجه سلسیوس تجاوز نمی‌کند.

لوحهای ۶ و ۷ میانگین فشار هوا و بادها در ماه ژوئیه و ژانویه (تیر و دی)

در این لوحها، میانگین محل استقرار کمربندهای فشار در امتداد مدارها نشان داده شده است. این سلولها شامل کمربند کمفشار استوایی، مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای و همچنین سیستم کمفشار جنب‌قطبی و بالاخره مراکز پرفشار اطراف قطبهای زمین است.

به طور کلی، توالی کمربندهای فشار در نیمکرهٔ جنوبی که خشکی کمتری دارد، چشمگیر است. این نکته بویژه در عرضهای ۴۵-۷۰ درجه صادق است که فراوانی فروبارها در عرض سال به تشکیل یک کمربند کمفشار تقریباً دائمی که غالباً پوشیده از ابر است کمک می‌کند. شرایط مزبور در جاهای دیگر سطح کرهٔ زمین اصولاً کمتر مشاهده می‌شود.

از آنجا که کمربندهای فشار در زمستان و تابستان با حرکت ظاهری خورشید جابه‌جا می‌شوند، توزیع آنها در دو موقعیت کاملاً جداگانه، یعنی دی و تیر، نشان داده شده است. البته در اینجا نیز باید به تأثیر متفاوت آب و خشکی توجه داشت.

قاره‌ها معمولاً در زمستان مرکز تجمع هوای سردند و در نتیجه، مستعد تشکیل فرابارهای حرارتی‌اند. به همین دلیل، فرابار جنب‌حارّه‌ای نیز در نیمکرهٔ زمستانی (دی در نیمکرهٔ شمالی و تیر در نیمکرهٔ جنوبی) شکل مشخصتری به خود می‌گیرد و با ادغام در فرابار روی خشکیها، حالت کمربندی پیدا می‌کند.

در این لوحها، متوسط حرکت بادها که به توزیع فشار بستگی دارد، بـه لحـاظ سرعت و تداومشان، تنها روی آبها نشان داده شده است. این بدان علت است که جهت بادها در روی خشکیها به علت ناهمواری و افزایش تأثیر نیروی اصطکاک، بیشتر تغییر می‌کند. با وجود این، براساس گردش هوا روی آبها و با توجه به محل استقرار حوزه‌های فشار، می‌توان تصوری از جهت حرکت هوا برروی خشکیها به دست آورد. مثلاً از لوح ۶ می‌توان جریان هوای موسمی تابستانی را در روی خشکیهای آسیا درک کرد.

در این لوحها، مناطقی که بادها در آن تداوم فصلی یا دائمی دارند (مانند مناطق وزش بادهای موسمی و بسامان)، با پیکانهای مـمتد نشان داده شـده‌انـد. ایـن بـادها شاخه‌ای از گردش عمومی هوا را تشکیل می‌دهند. اما پیکانهای ضخیم و کوتاهی که بر آبهای عرضهای بالا ترسیم شده است، معرف بادهای غالب غربی در طول ماه است و این نکته را نشان می‌دهد که بادها در این مناطق، از سایر جهات دیگر نیز می‌تواند بوزد.

لوح ۸ تبخیر و تعرق بالقوه سالانه

این لوح مقدار تبخیر بالقوه سطح آبهای کرهٔ زمین را نشان می‌دهد که مقدار آن برابر تبخیر واقعی یا بالفعل است. رنگ سبز تیرهٔ روی آبها نمایانگر مقادیر تبخیر شدید است و بیشترین رقم روی آبهای گرم (گلف‌استریم، کوروشیو و آگلهاس) مشاهده می‌شود.

در جزایر پرباران اندونزی که سرشار از جنگلهای انبوه و متراکم است، مـقدار تبخیر و تعرق واقعی سالانه به میزان تبخیر و تعرق بالقوه بسیار نزدیک است.

لوحهای ۱۰ و ۱۱ میانگین ابرناکی در ژانویه و ژوئیه (دی و تیر)

مبنای آسمان تمام‌ابری در این تصاویر عدد ۱۰ است. در اینجا فرقی نمی‌کند که آسمان با ابر سیروس پوشیده شده باشد یا با ابر کاملاً متراکم دیگری. با اینکه تغییر نوع ابر از نظر بارندگی اهمیت زیادی دارد، اگر بخواهیم نوع ابر را هم مشـخص کـنیم، احـتیاج بـه داده‌های بسیار داریم، در حالی که آمار کافی برای این منظور از تمام نقاط کرهٔ زمین در دست نیست.

انتخاب ماههای دی و تیر در این لوحها برای نشان دادن وضعیت پوشش ابر و مقایسهٔ آنها با لوحهای فشار و باد و همچنین دما صورت گرفته است. به طـور کـلی، مقایسهٔ وضعیت پوشش ابر در زمستان و تابستان نکات جالبی دربردارد. مثلاً به تفاوت

درجهٔ ابرناکی در مواقع موسمی زمستان و تابستان در منطقهٔ هندوستان توجه کنید. هوای صاف شرق سیبری در زمستان (اثر فرابار زمستانی) یا تأثیر کمربند بادهای غربی زمستانی در جنوب اروپا که با هوای ابری توأم است. در این لوحها مناطقی وجود دارد که به دلیل تأثیر سیستمهای ثابت فشار، تقریباً در تمام طول سال آسمان ابری یا صاف دارند. مثلاً منطقهٔ فروبار ایسلند، آلئوشین یا کمربند کمفشار محصور بین عرضهای ۴۵ـ۷۰ درجهٔ نیمکرهٔ جنوبی، تقریباً در کلیهٔ ایام سال ابری است، در حالی که در مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای، غالباً هوای صاف و آفتابی غلبه دارد.

مقایسهٔ لوحهای ابرناکی با لوحهای فشار رابطهٔ این دو عامل را بخوبی نشان می‌دهد. مثلاً در لوح ۱۰، اختلاف بین سواحل ابرناک غرب ژاپن و هوای صاف سواحل شرقی این کشور در زمستانها که دارای هوای موسمی زمستانی سیبری است، قابل توجه است. در اینجا، سواحل غربی به دلیل صعود مکانیکی هوای سیبری، غالباً از ابرهای سطحی پوشیده می‌شوند، در حالی که آسمان سواحل شرقی بر اثر پدیدهٔ «گرمباد»، اغلب صاف و آفتابی باقی می‌ماند.

لوح ۱۲، توزیع بارش سالانه

امروزه، تقریباً به طور دقیق معلوم شده است که چه مقدار بارش در عرض سال در سطح خشکیها فرومی‌ریزد. اما آگاهی از این نکته برای آبها، به دلیل پیچیدگی سنجش در آنها، چندان مطمئن نیست. حتی یک جزیرهٔ کوچک ممکن است به دلیل چرخش جهت باد مقدار بیشتری بارش دریافت کند. از این رو، گرچه مقادیر تقریبی بارش برروی آبها معلوم است، مقادیر مطلق سالانهٔ آنها چندان مشخص نیست. این نکته در لوح ۱۲، با چشم‌پوشی از رنگ‌آمیزی روی سطح آبها نشان داده می‌شوند:

در این لوح، مناطق کم‌باران (رنگ قرمز و قهوه‌ای) به شرح زیر مشاهده می‌شوند:

۱. مناطق زیرنفوذ پرفشار جنب‌حارّه‌ای به دلیل حرکت نزولی هوا از خشکترین مناطق روی زمین به حساب می‌آیند.

۲. مناطقی که به دلیل دمای پایین، بخار آب بسیار اندک دارند (مناطق قطبی).

۳. مناطقی که به کانون رطوبت، یعنی آبها و دریاها، دسترسی ندارند (مرکز آسیا).

برعکس، مناطقی وجود دارند که در تمام یا بخشی از سال شرایط مطلوب تشکیل ابر و بارندگی در آنها موجود است. مناطق حاره (امریکای جنوبی، غرب افریقای مرکزی و اندونزی) و محدودهٔ بادهای موسمی (جنوب شرقی آسیا و سواحل گینه) از آن جمله‌اند.

در مناطق برون‌حاره‌ای، سهم میزان برف و بارش سالانه نقش بسزایی در چگونگی اقلیم دارد. از این‌رو، در لوح مذکور، حداکثر پیشروی ریزش منظم برف به سمت عرضهای پایین با زنجیره‌ای از علایم (ستاره‌های بزرگ) نشان داده شده است. ازآنجاکه روی خشکیها، با افزایش ارتفاع احتمال بارندگی به شکل برف، پیوسته بیشتر می‌شود، زنجیرهٔ مزبور در مناطق مرتفع به سمت استوا گرایش دارد (در امریکای جنوبی ـ آند ـ و در مناطق مرتفع آسیا). مرز یادشده در آسیا تقریباً تا مدار رأس‌السرطان پیشروی می‌کند.

مرز ریزش برف، بخصوص در سالهای خیلی سرد، بیشتر به سمت مناطق گرم پیشروی می‌کند. این نکته را زنجیرهٔ ستاره‌های کوچک در لوح نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که موقعیت این ستاره‌ها مناطقی چون شمال صحرا و جنوب افریقا را نیز در برمی‌گیرد. این بدان معنی است که در این مناطق، گرچه ریزش برف در همهٔ سالها تکرار نمی‌شود، برف پدیدهٔ ناشناخته‌ای نیست.

در قاره‌های بزرگ آسیا و شمال امریکا، سهم برف در بارش سالانه، با پیشروی به سمت قطب، پیوسته زیادتر می‌شود. برای نشان دادن این امر، خطی مرزی در این لوح درنظر گرفته شده است که نیمی از ریزش سالانهٔ مناطق شمال آن به صورت برف است. روند وجود این مرز نشان می‌دهد که در شرق قاره‌ها (مثلاً کانادا)، در مقایسه با غرب آنها، هوای سرد زمستانی پیشروی قابل ملاحظه‌ای به سمت جنوب دارد.

لوح ۱۳ انتقال انرژی گرمایی با جریانهای اقیانوسی

در حالی که خشکیها و قاره‌ها همان اندازه گرمایی را که در بهار و تابستان از تابش خورشید ذخیره کرده‌اند در پاییز و زمستان از دست می‌دهند، در اقیانوسها روند دیگری برقرار است. در اینجا جریانهای بزرگ اقیانوسی، گرمای ذخیره‌شده را به عرضهای دیگر منتقل می‌کند و جریانهای سرد باعث سردشدن محیطهای دیگر می‌شود. در این لوح، مقدار کمّی این گرما برای یک سال، برحسب کیلوکالری در سانتیمتر مربع نشان داده

شده است. مناطقی که گرما پس می‌دهند با رنگ قرمز و مناطقی که گرما دریافت می‌دارند با رنگ آبی مشخص شده‌اند.

ترسیم جریانهای دائمی اقیانوسی نیز به تعیین صحیح نحوهٔ انتقال انرژی کمک می‌کند و نشان می‌دهد که چگونه انتقال انرژی، اقالیم مناطق همجوار را به طور ملموس متأثر می‌کند. در آبهای برون‌حاره‌ای، جریانهای اقیانوسی برحسب فصل چندان تغییر نمی‌کنند، اما در حوالی استوا، بر اثر تغییر ظاهری موقعیت سالانهٔ خورشید و رابطهٔ آن با گردش هوا، جریانهای اقیانوسی تا حدودی تغییر جهت می‌دهند. این لوح حرکت آبهای حاره‌ای را در تابستان نیمکرهٔ شمالی نشان می‌دهد. در این فصل، استوای حرارتی تا حدود ۱۰ درجه در نیمکرهٔ شمالی پیشروی می‌کند و بین آنها (استوای حرارتی و جغرافیایی) جریان برگشتی استوا به وجود می‌آید. در این حال، در اقیانوس هند جریان موسمی جنوب غربی حاکم می‌شود، در حالی که در زمستان، جریانی مخالف، البته در ابعادی ضعیفتر، برقرار خواهد شد.

لوح ۱۴ خطرهای جوّی

در این لوح، بعضی از حالات و جنبه‌های ویژه اتمسفر نشان داده شده است که بروز آنها می‌تواند برای انسان، حیات و اقتصاد وی مخاطره‌انگیز باشد. مثلاً دما در حد نهایی خود (بالاترین و پایین‌ترین) می‌تواند به عنوان عاملی مزاحم برای انسان مطرح شود.

در این لوح، مناطقی که گرمترین روزهای آن از ۴۰+ درجه فراتر می‌رود با رنگ قرمز تا بنفش و مناطقی که سردترین روزهای آن به کمتر از ۴۰- درجه می‌رسد با رنگ آبی نشان داده شده است. دمای بالا نه تنها باعث ناراحتی انسان می‌شود، بلکه در حمل بعضی از کالاها (صنعتی و خوراکی) و انبار کردن آنها نیز محدودیت ایجاد می‌کند. در این راستا، آنچه بسیار مهم است این است که آیا اقلیم، گرم و خشک است (نظیر بسیاری از مناطق بیابانی و افریقا)، یا از گرما و رطوبت زیادی برخوردار است (مانند سواحل خلیج‌فارس و دریای سرخ).

هوای شرجی و شدت بروز آن در سطح کرهٔ زمین نیز در این لوح نشان داده شد است. مرز هوای شرجی که امروزه مورد قبول عمومی است، معادل ۱۴/۰۸ هکتوپاسکال فشار بخار آب درنظر گرفته شده است. مناطقی از سطح کرهٔ زمین که در کلیه ماههای سال به دلیل گرما و رطوبت زیاد، فشار مزبور به رقم فوق می‌رسد یا از آن تجاوز می‌کند،

به عنوان مناطق شرجی دائمی شناخته می‌شوند و در لوح به رنگ بنفش تیره مشخص شده‌اند. در حاشیهٔ مناطق مزبور، ماههای توأم با هوای شرجی رو به کاهش می‌گذارد و رقم آن از ۱۱ تا ۱ ماه در سال می‌رسد. این مناطق را که با رنگ بنفش روشن نشان داده شده است مناطق شرجی فصلی می‌نامند. ملاحظه می‌شود که بین صحرای افریقا و هندوستان ترکیب متفاوتی از گرما و رطوبت در طول سال کسب می‌شود.

کشتیرانی در مناطق قطب شمال و جنوب مستلزم شناخت بخشهایی از آبهاست که در همهٔ اوقات سال یخ بسته است یا در بخشی از سال دستخوش یخبندان فصلی می‌شود. این مناطق نیز در این لوح مشخص شده‌اند. همچنین مناطقی که در زمستان غالباً طوفانی‌اند یا در تابستانها توأم با مه گسترده‌اند، به ترتیب با علامت طوفان و سطوح زردرنگ مشخص شده‌اند. بعلاوه، کوههای یخ در حوالی نئوفوندلند عامل خطرناکی برای کشتیرانی به شمار می‌آیند.

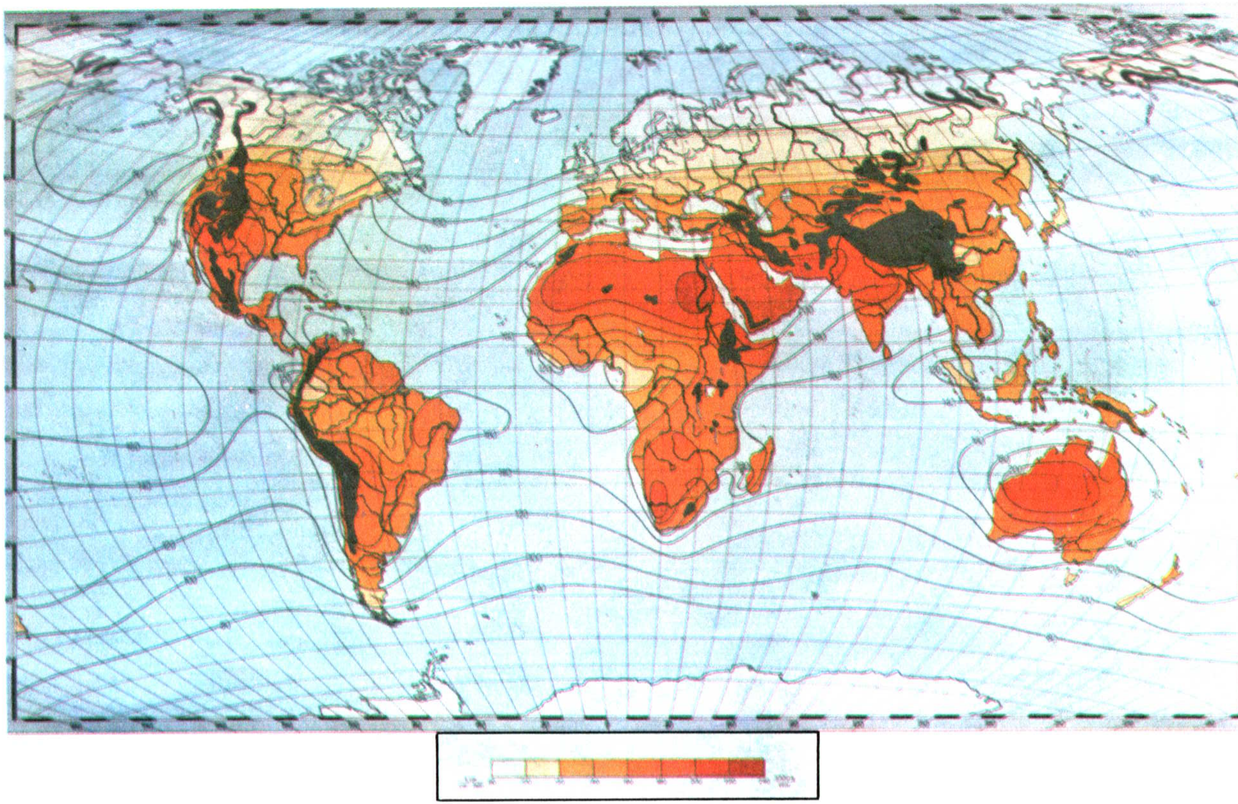
از بین پدیده‌های خطرناک جوّی، طوفانهای حارّه‌ای اهمیت بسیار دارند؛ زیرا نه تنها برای کشتیرانی عامل خطرناکی هستند، بلکه ورود این طوفانها به خشکیها غالباً با خسارات و فاجعه‌های بزرگی همراه است. این مناطق در لوح با پیکانهای قرمز مشخص شده‌اند و قطر پیکانها معرف فراوانی آنها در تابستان است. ملاحظه می‌شود که طوفان حارّه‌ای در آبهای چین خیلی فراوانتر از طوفانهای حارّه‌ای خلیج مکزیک است. توفندهایی که مناطق مرزی بین امریکا و کانادا را هر ازچندی تهدید می‌کنند، دقیقاً مورد بررسی قرار گرفته‌اند و آمارهای مطمئنی در مورد آنها در دست است. این مناطق نیز در روی لوح مشخص شده‌اند.

سرانجام در مناطقی که از نظر فراوانی رگبار شاخصند، برق‌زدگی عامل مخاطره‌انگیزی به شمار می‌آید که در این لوح با نقاط تیره مشخص شده‌اند. در این لوح مناطقی که فراوانی رگبار آنها از ۱۲۰ روز در سال فراتر باشد، از مناطق دیگر تفکیک شده است.

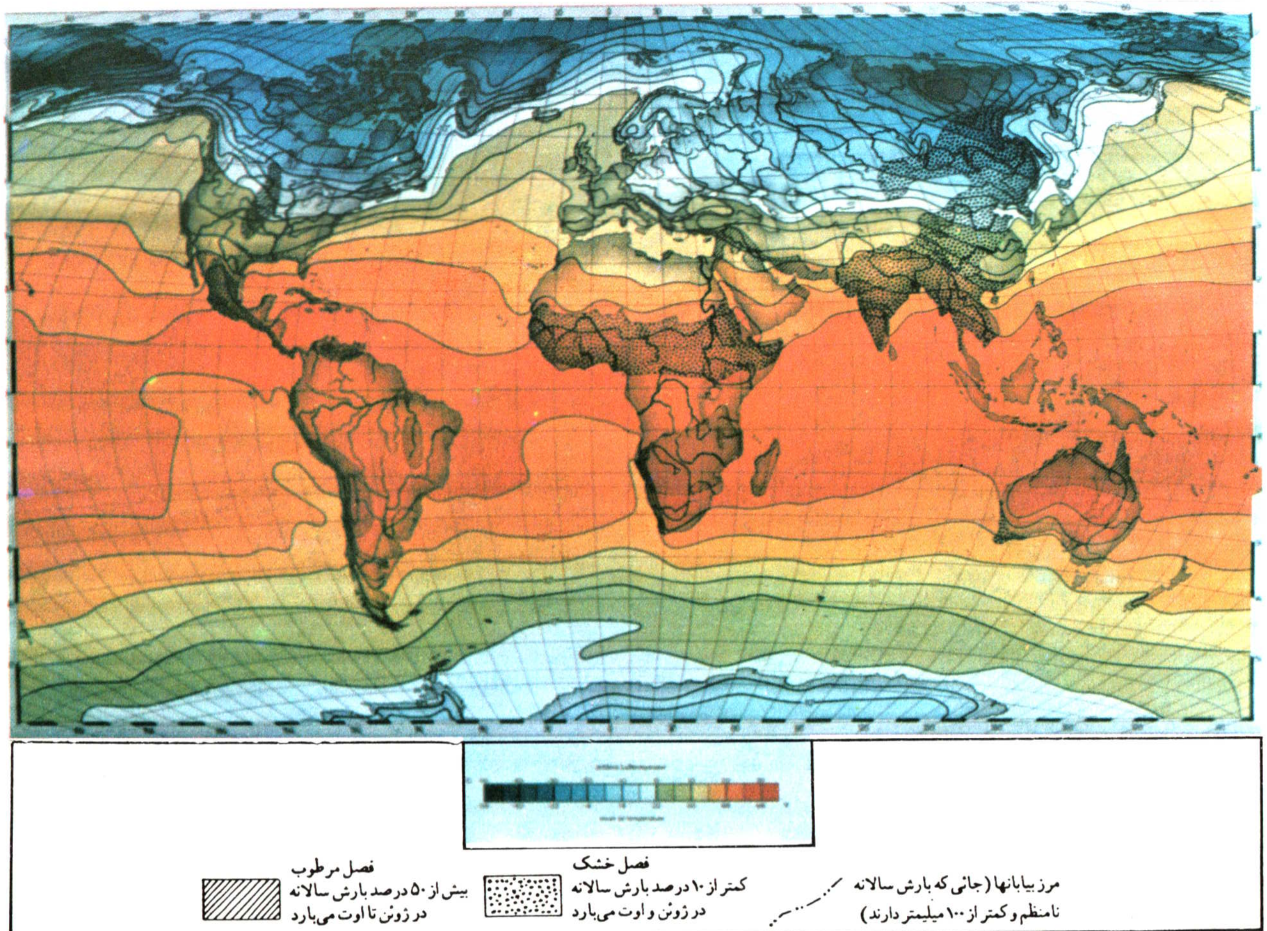
لوح شماره ۱



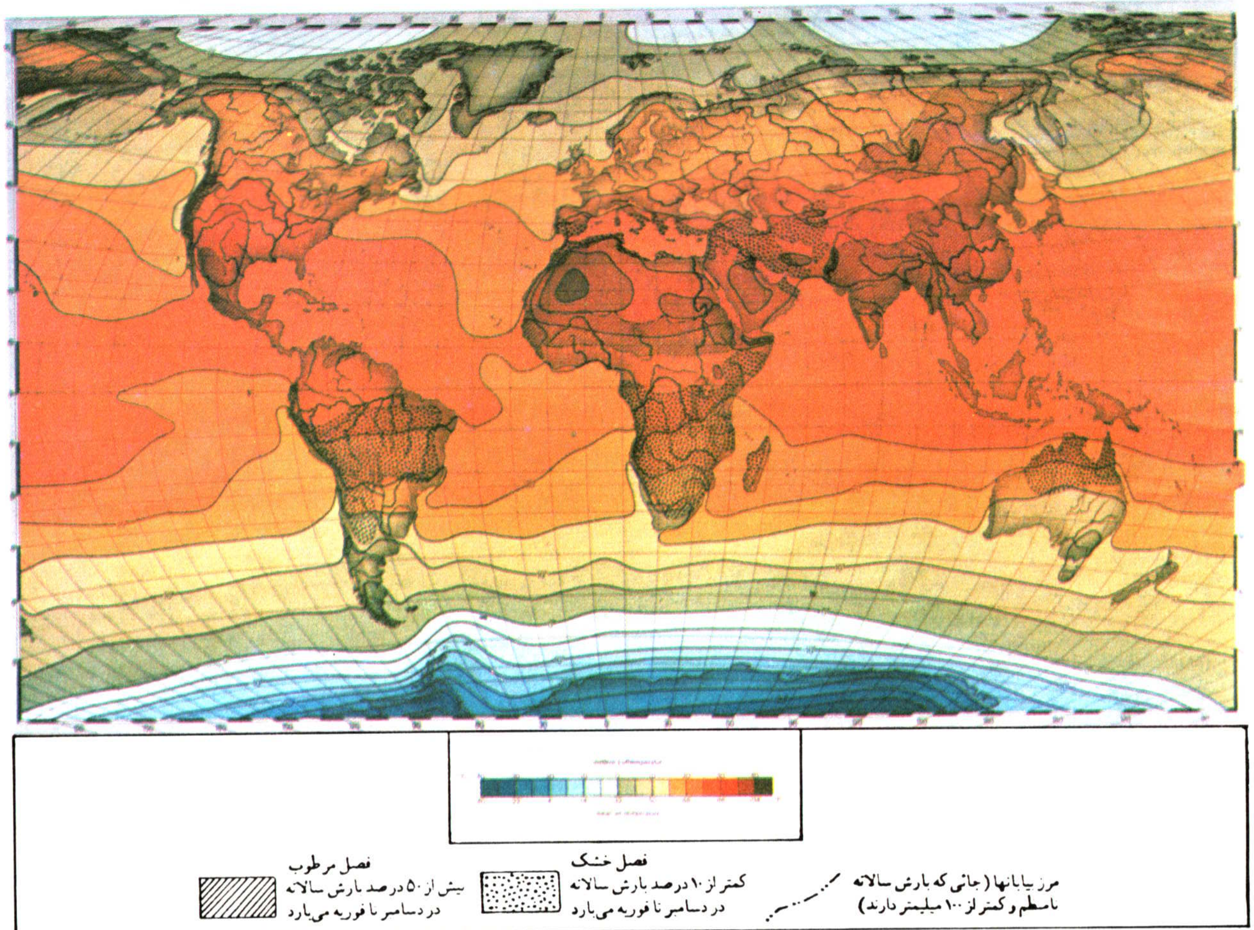
لوح شماره ۲



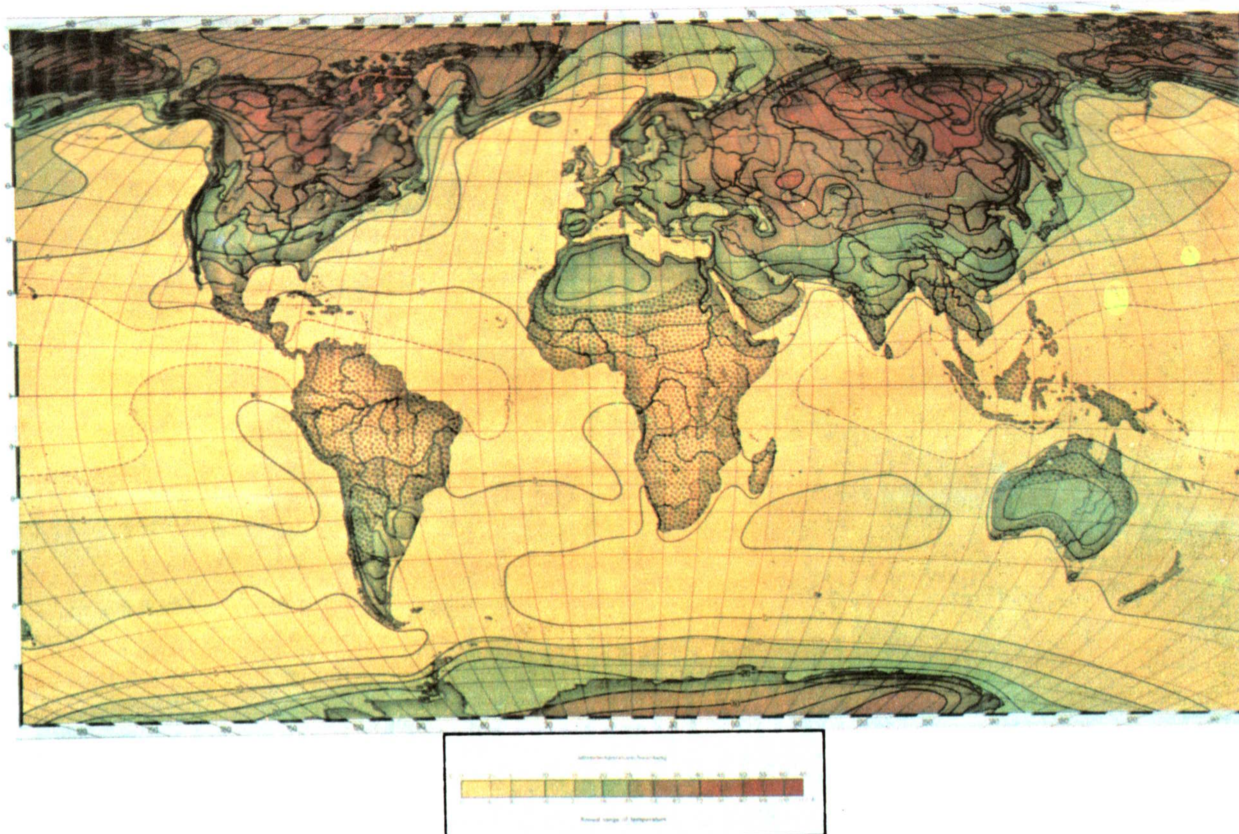
لوح شماره ۳


فصل مرطوب
بیش از ۵۰ درصد بارش سالانه
در ژوئن تا اوت می‌بارد
فصل خشک
کمتر از ۱۰ درصد بارش سالانه
در ژوئن و اوت می‌بارد
مرز بیابانها (جائی که بارش سالانه
نامنظم و کمتر از ۱۰۰ میلیمتر دارند)

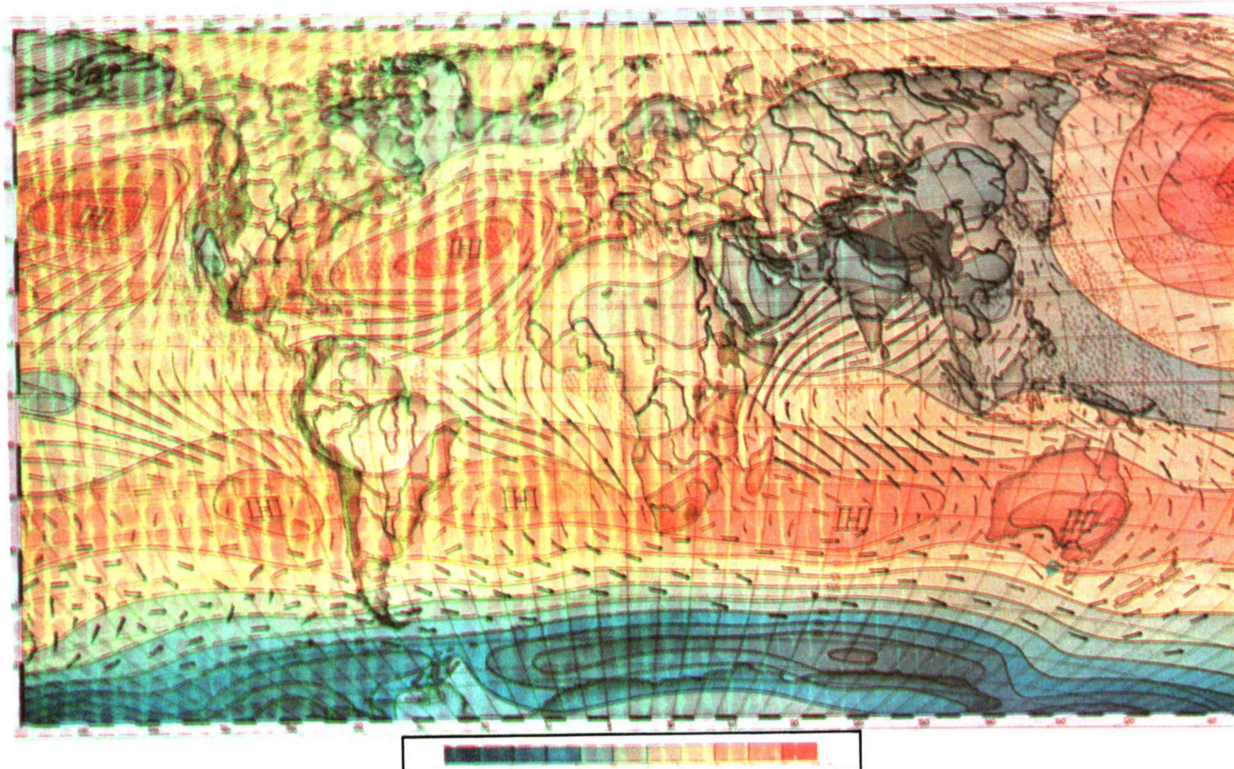
لوح شماره ۴


فصل مرطوب
بیش از ۵۰ درصد بارش سالانه
در دسامبر تا فوریه می‌بارد
فصل خشک
کمتر از ۱۰ درصد بارش سالانه
در دسامبر تا فوریه می‌بارد
مرز بیابانها (جائی که بارش سالانه
نامنظم و کمتر از ۱۰۰ میلیمتر دارند)

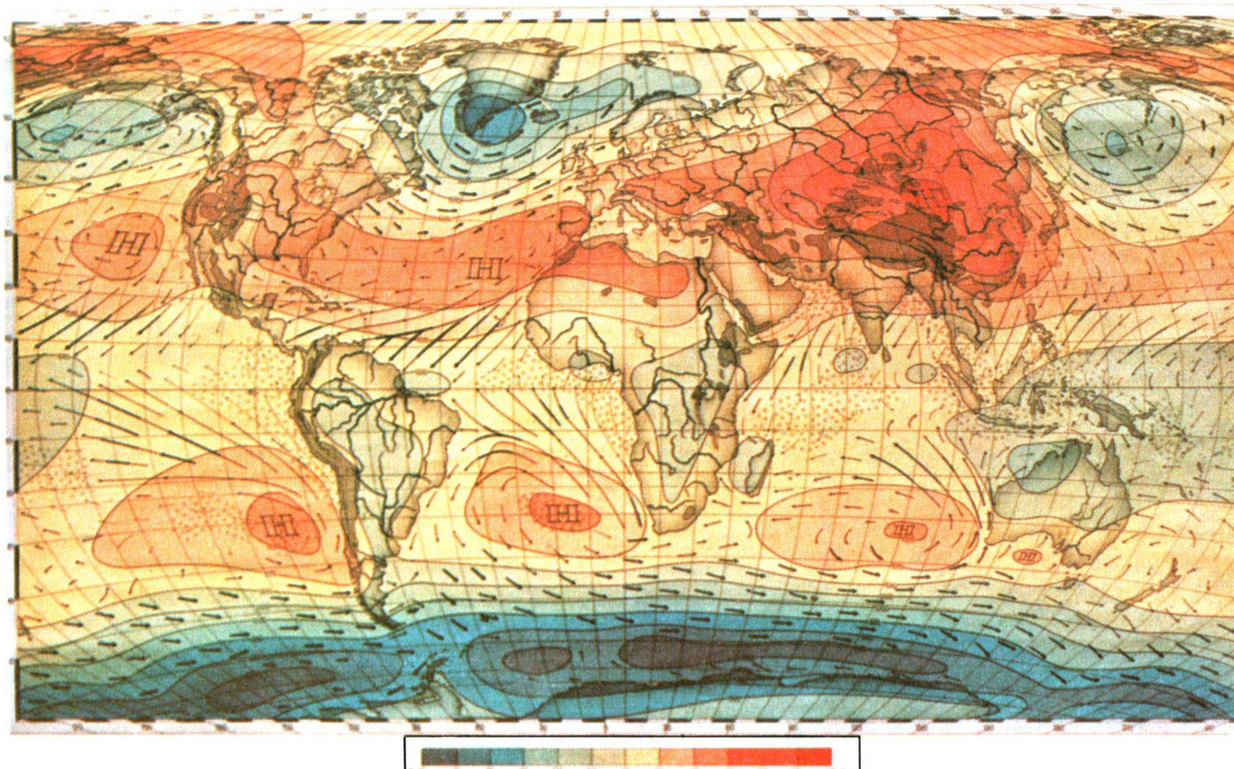
لوح شماره ۵



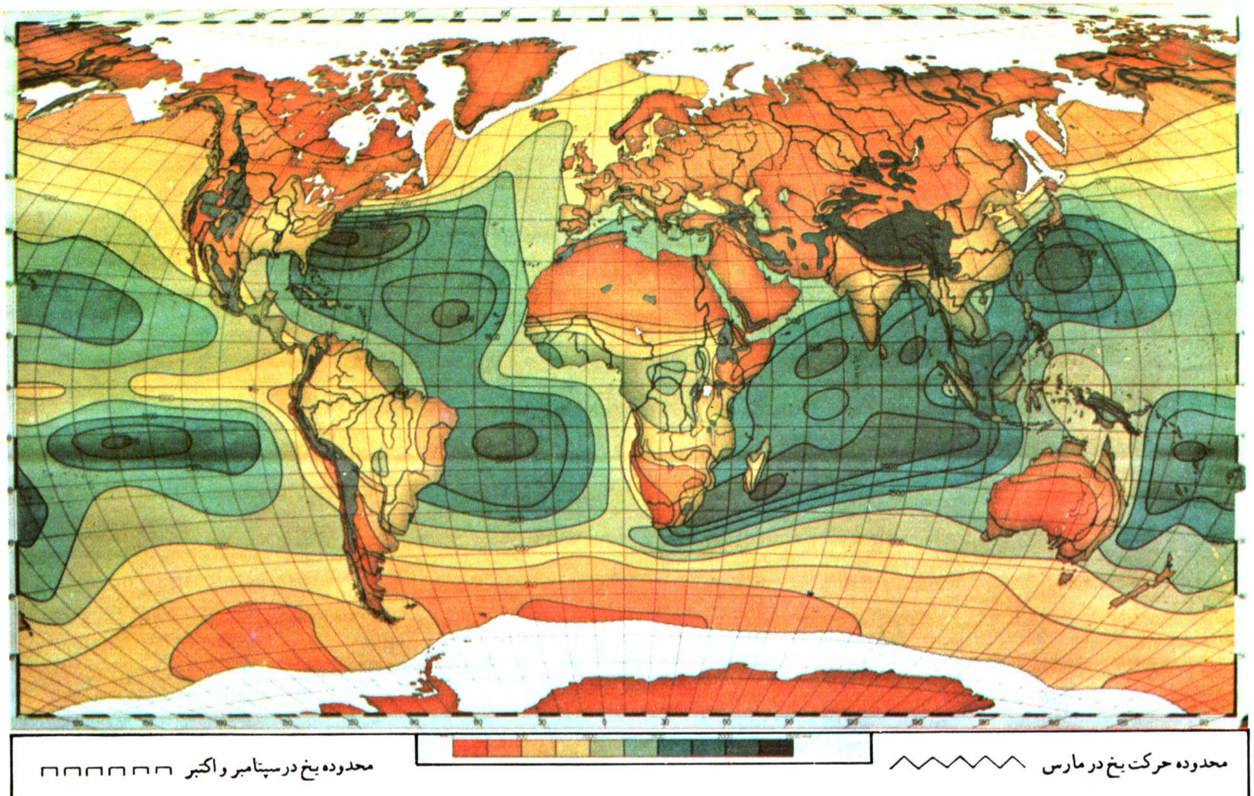
لوح شماره ۶



لوح شماره ۷



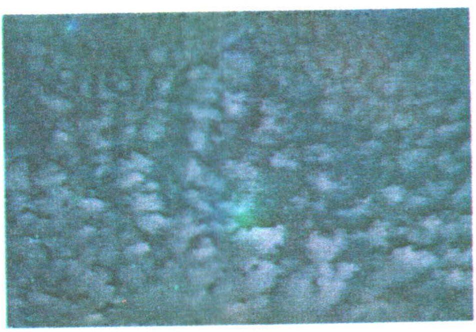
لوح شماره ۸



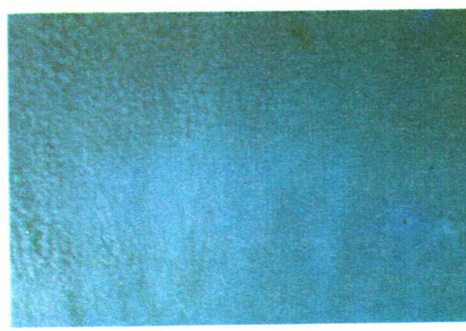
لوح شماره ۹



۱ـ سیروس فیبر مانند در بالا و کومولوس در پائین



۲ـ سیروکومولوس

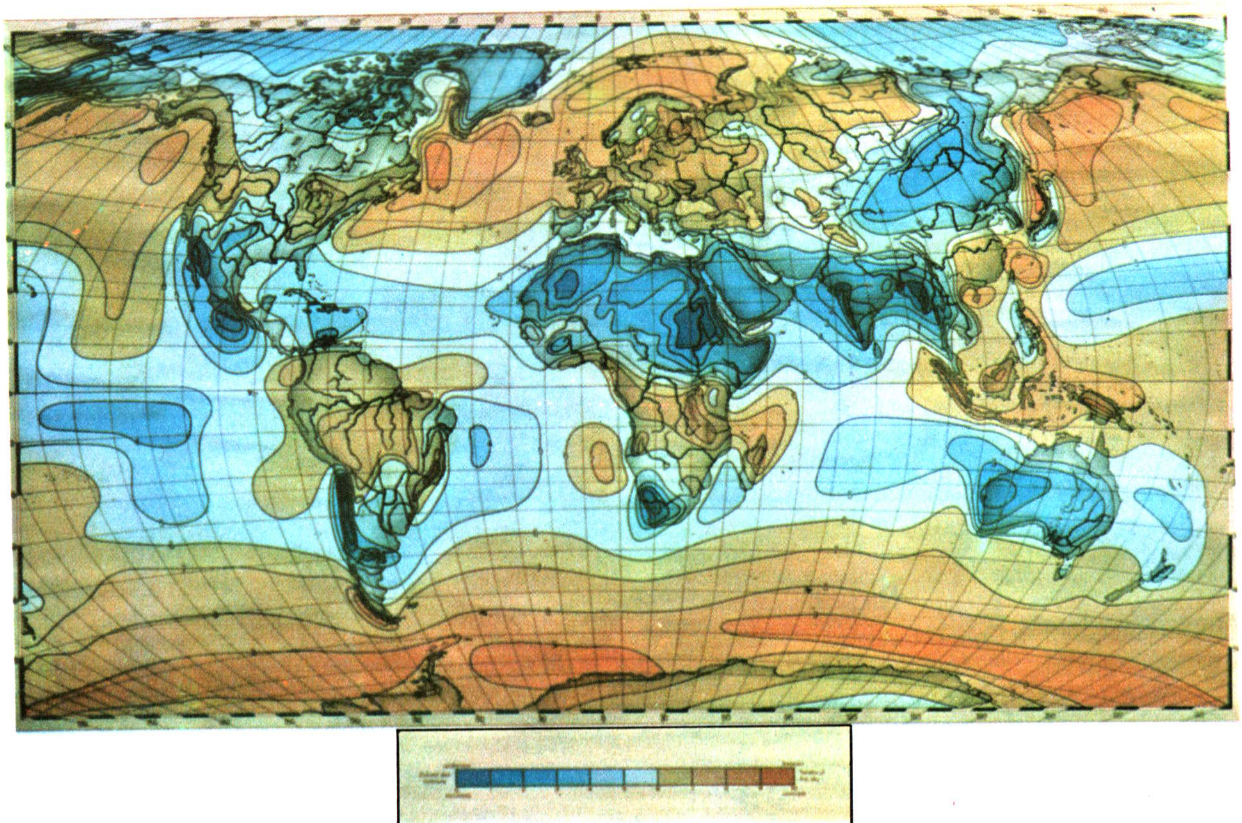


۳ـ آلتوکومولوس

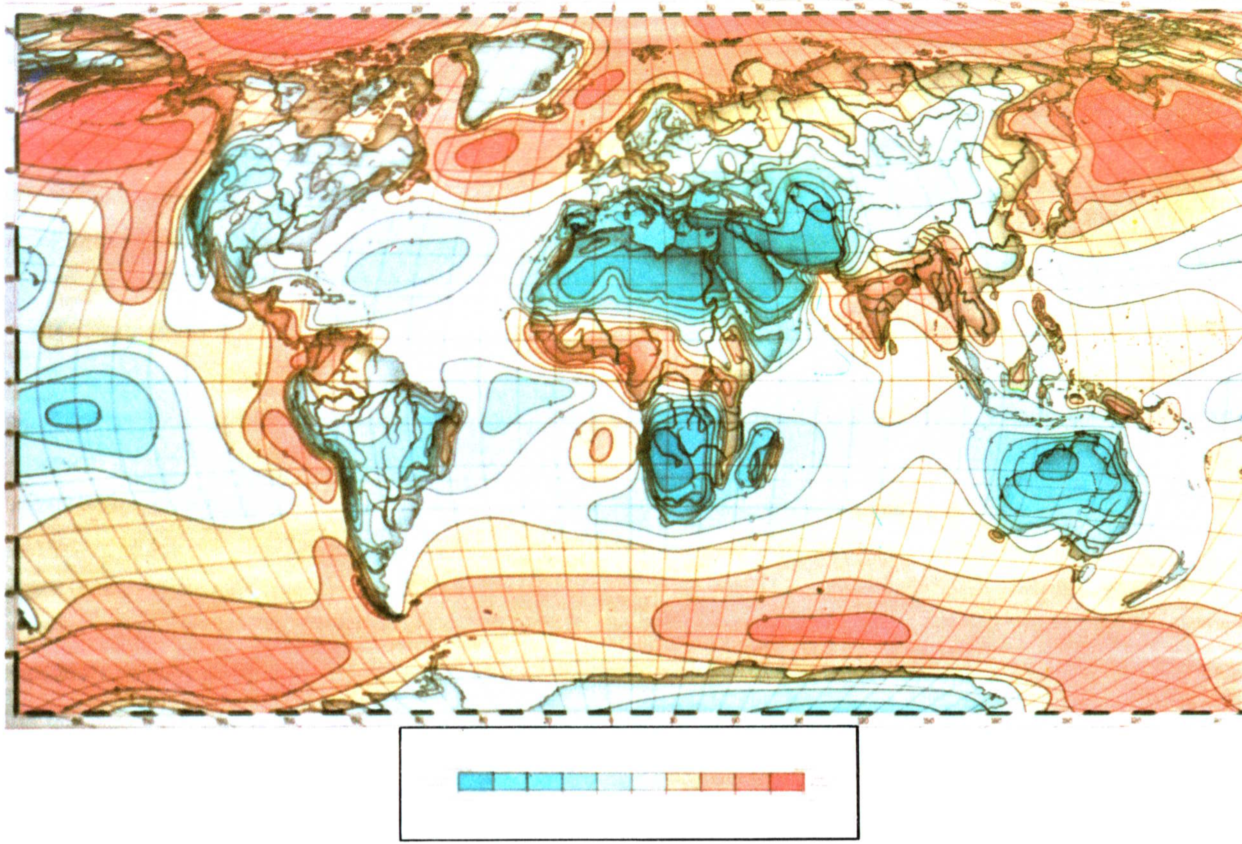


۴ـ استراتوکومولوس

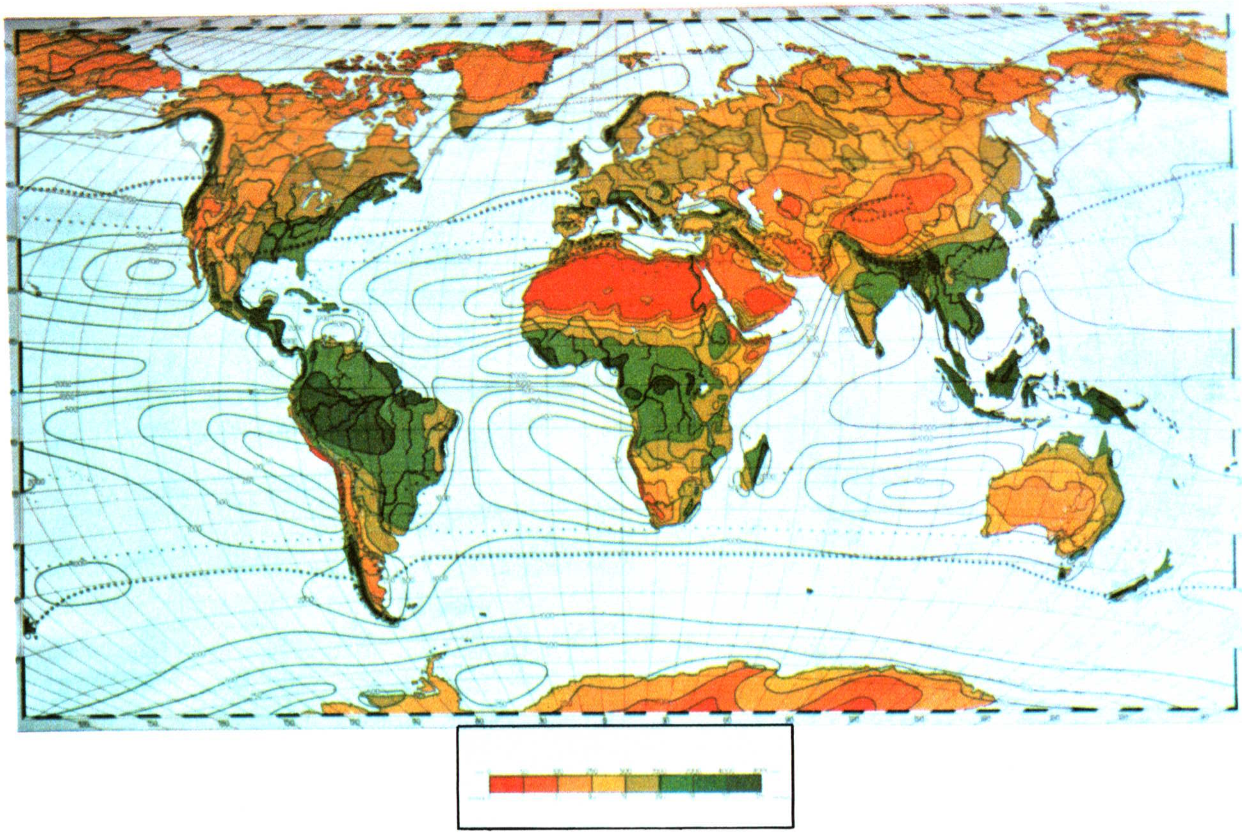
لوح شماره ۱۰



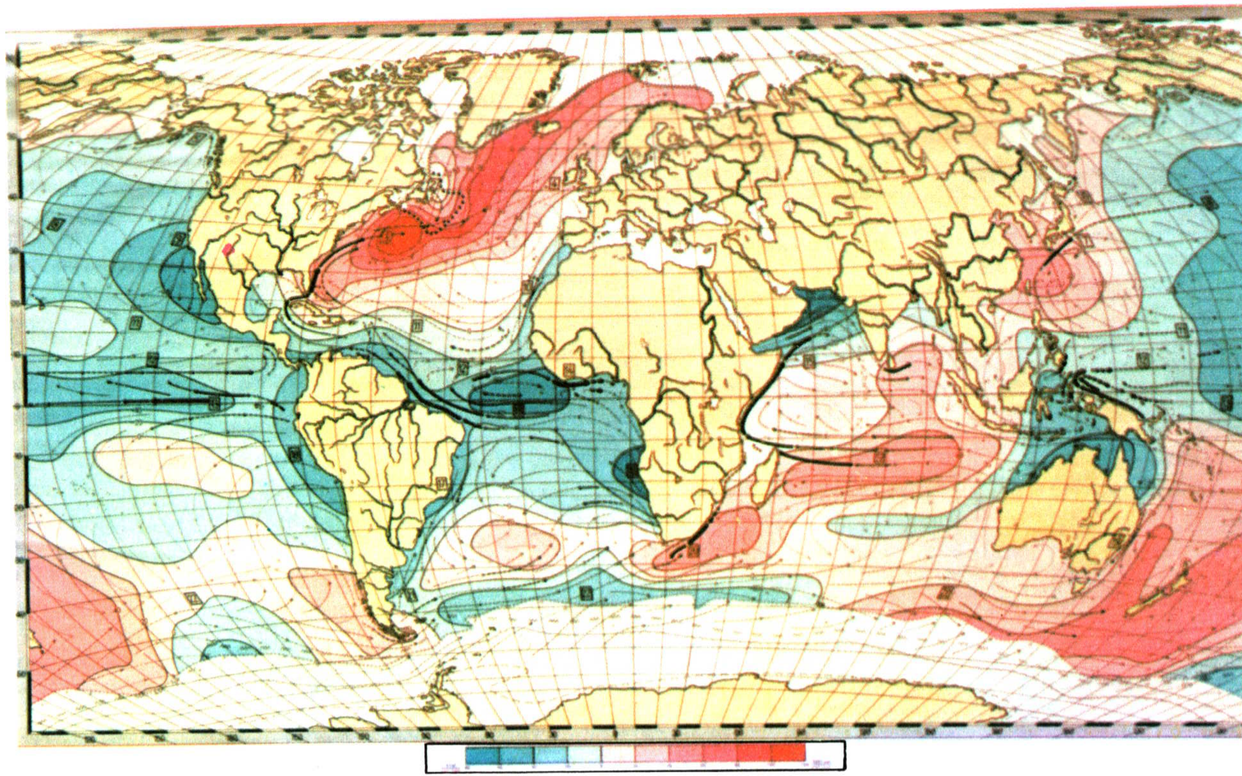
لوح شماره ۱۱



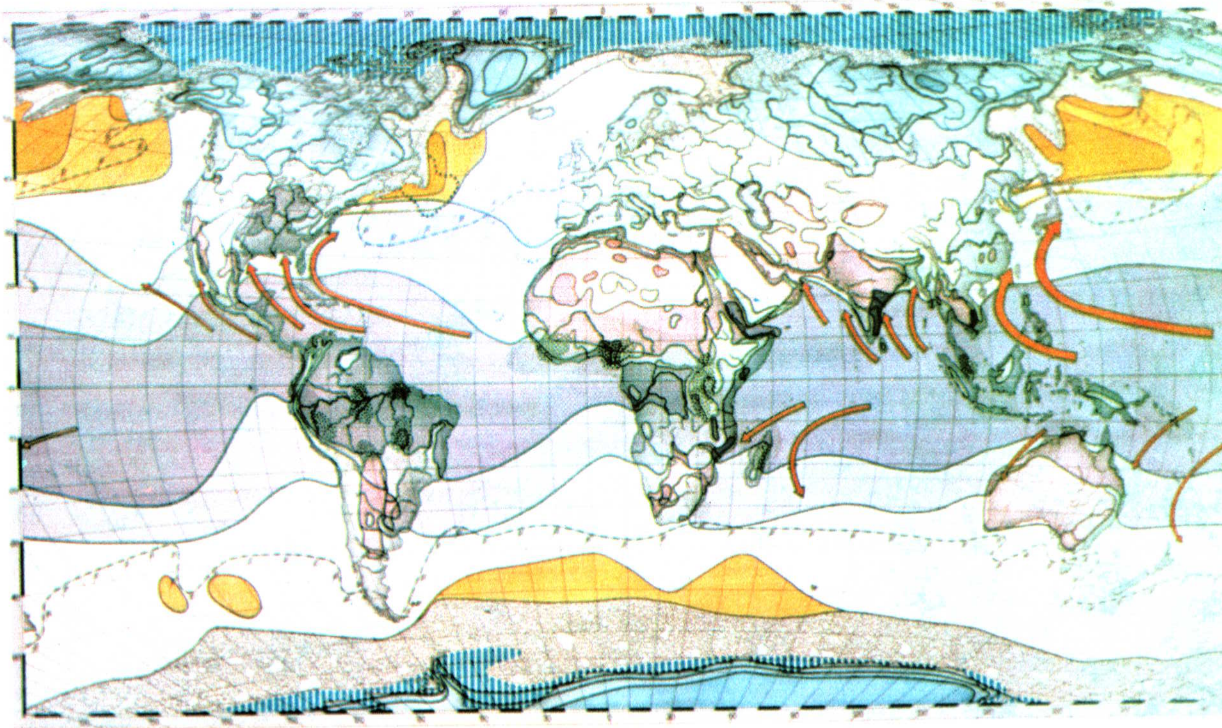
لوح شماره ۱۲



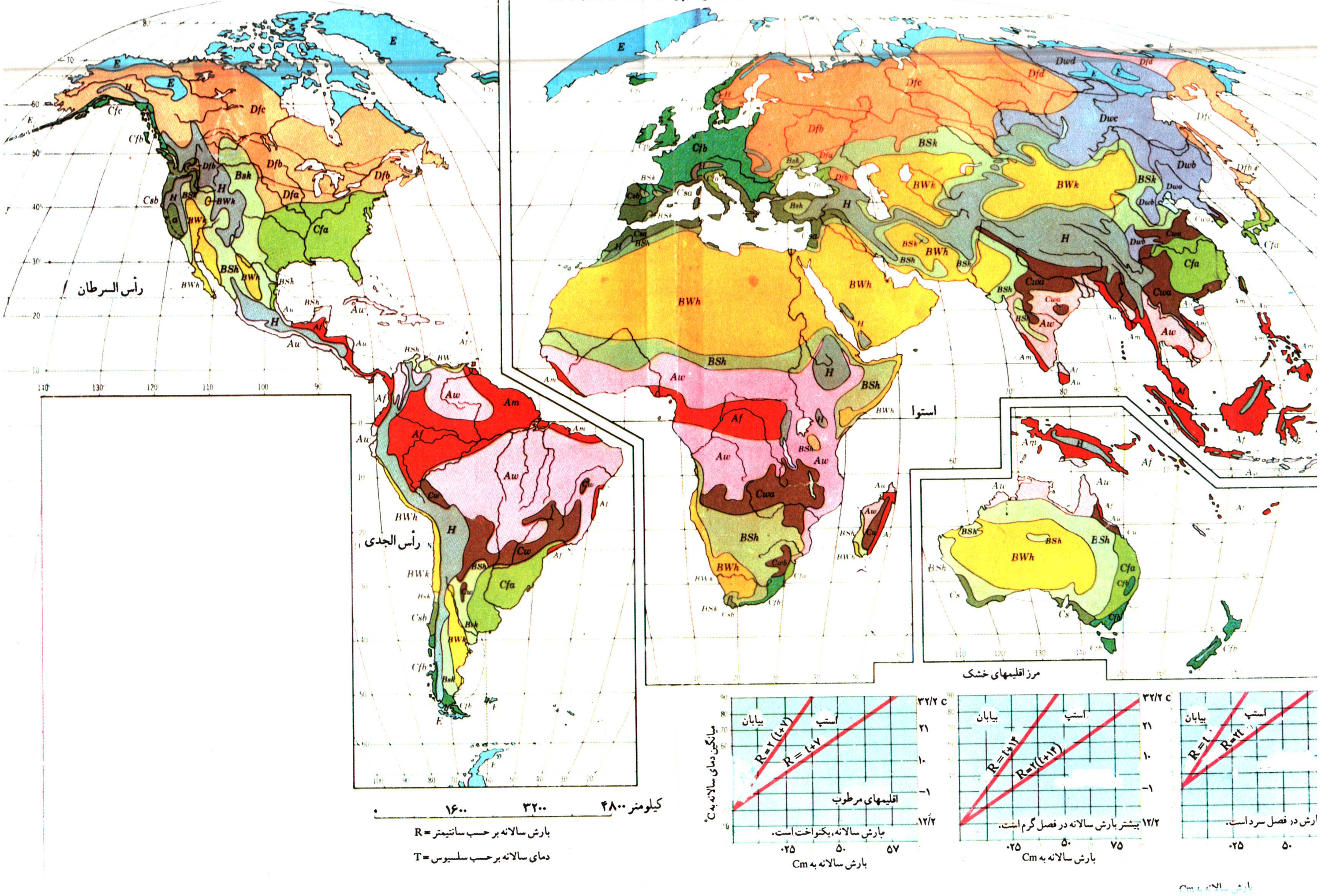
لوح شماره ۱۳

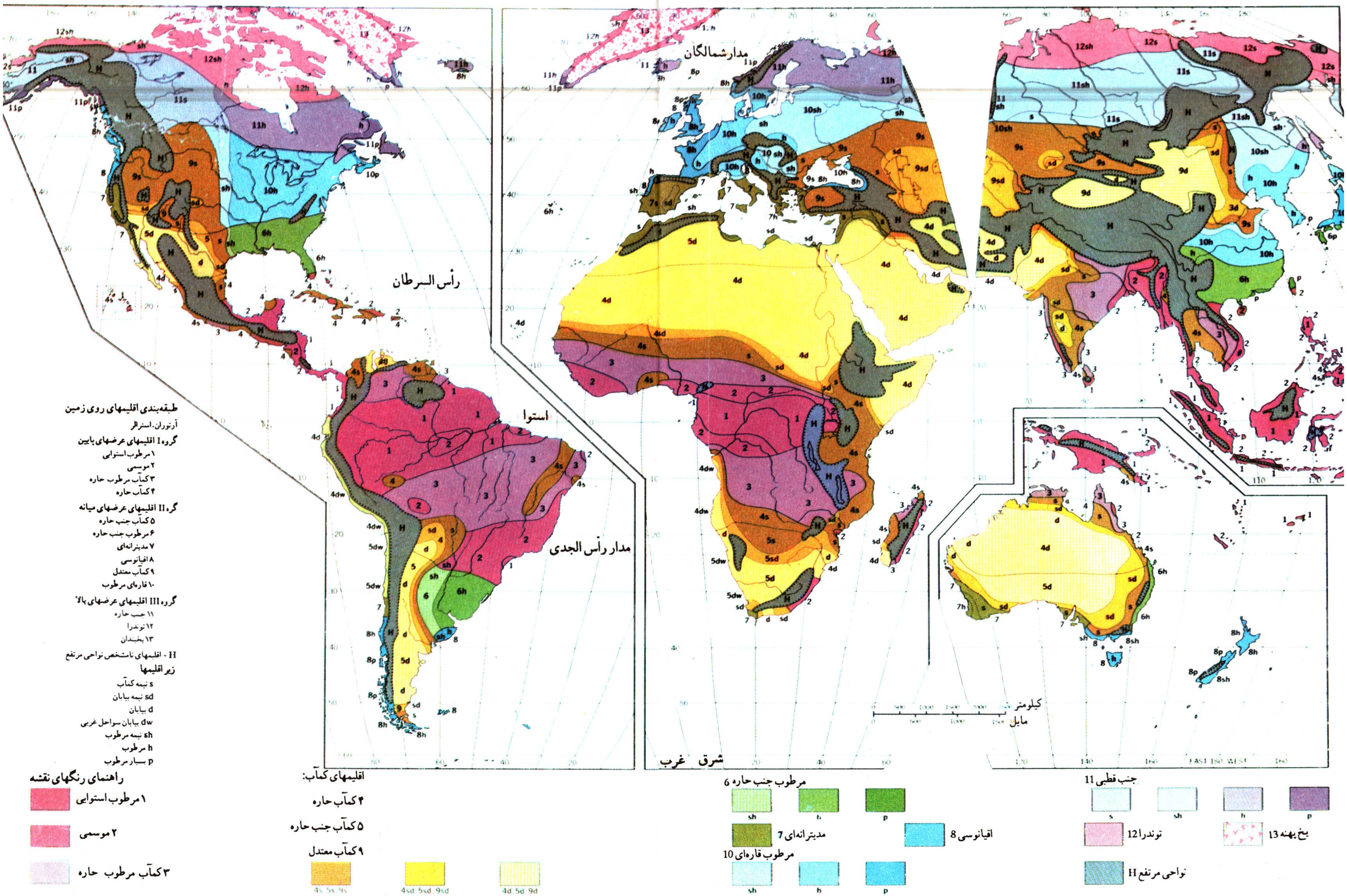


لوح شماره ۱۴



طبقه‌بندی کوپن از اقلیمهای روی زمین




مدار شمالگان
رأس السرطان
استوا
مدار رأس الجدی
شرق غرب
کیلومتر
مایل
طبقه‌بندی اقلیمهای روی زمین
آرتوران. استرالر
گروه I اقلیمهای عرضهای پایین
۱ مرطوب استوایی
۲ موسمی
۳ کم‌آب مرطوب حاره
۴ کم‌آب حاره
گروه II اقلیمهای عرضهای میانه
۵ کم‌آب جنب حاره
۶ مرطوب جنب حاره
۷ مدیترانه‌ای
۸ اقیانوسی
۹ کم‌آب معتدل
۱۰ قاره‌ای مرطوب
گروه III اقلیمهای عرضهای بالا
۱۱ جنب حاره
۱۲ توندرا
۱۳ یخبندان
H - اقلیمهای نامشخص نواحی مرتفع
زیر اقلیمها
s نیمه کم‌آب
sd نیمه بیابان
d بیابان
dw بیابان سواحل غربی
sh نیمه مرطوب
h مرطوب
p بسیار مرطوب
راهنمای رنگهای نقشه
۱ مرطوب استوایی
۲ موسمی
۳ کم‌آب مرطوب حاره
اقلیمهای کم‌آب:
۴ کم‌آب حاره
۵ کم‌آب جنب حاره
۹ کم‌آب معتدل
4s 5s 9s
4sd 5sd 9sd
4d 5d 9d
مرطوب جنب حاره 6
sh
h
p
مدیترانه‌ای 7
اقیانوسی 8
مرطوب قاره‌ای 10
sh
h
p
جنب قطبی 11
s
sh
h
p
توندرا 12
یخ بهنه 13
نواحی مرتفع H

واژگان

آب و هوا climate
تیپ هوای غالب یک مکان در مدت طولانی.
آب و هواشناسی climatology
علمی که کیفیت و عوامل به وجود آورندهٔ آب و هوا را توصیف و تبیین می‌کند.
آب و هواشناسی توصیفی
descriptive climatology
علمی که با استفاده از اندازه‌گیریهای عددی، نمودارها و نقشه‌ها، آب و هوای یک مکان را توصیف می‌کند.
آب و هواشناسی خورشیدی
solar climatology
←: آب و هواشناسی فیزیکی.
آب و هواشناسی دینامیک
dynamic climatology
علم بررسی حرکتهای جوّ و تبیین تغییرات آب و هوا براساس آنها.
آب و هواشناسی فیزیکی
physical climatology
علم بررسی اساس فیزیکی آب و هوا (سیر تغییر و تبدیل انرژی).
آب و هواشناسی کاربردی
applied climatology
علمی که راههای استفاده از اصول و مفاهیم اقلیم‌شناسی را در حل مسائل اقتصادی، اجتماعی و محیطی بررسی می‌کند.

آب و هوای اقیانوسی
marine climate
آب و هوای توندرا
tundra climate
آب و هوای جنب‌قطبی
subarctic climate
آب و هوای خشک arid climate
آب و هوای خشک و مرطوب حارّه‌ای
tropical wet-dry climate
آب و هوای خشک و مرطوب معتدله
temperate wet-dry climate
آب و هوای قاره‌ای مرطوب
humid continental climate
آب و هوای گرم و مرطوب حارّه‌ای
tropical rainforest climate
آب و هوای مدیترانه‌ای
Mediterranean climate
آب و هوای موسمی
monsoon climate
آب و هوای نیمه خشک
semi-arid climate
آب و هوای یخبندان
permafrost climate
آلبدو albedo
ضریب انعکاس زمین (نسبت انرژی منعکس‌شده از سطح زمین به انرژی تابیده‌شده بر آن).

آنالما **analemma**
نموداری که مدار میل خورشید را در طول سال نمایش می‌دهد.

آنتی‌سیکلون **anticyclone**
نوعی اغتشاش جوّی که فشار مرکزی آن نسبت به اطراف بیشتر است و معمولاً بر اثر نزول دینامیک هوا به وجود می‌آید.

ابر **cloud**
اجتماع انبوه قطرات آب یا بلورهای یخ در جوّ.

ابر پوششی **stratus**
ابر با سطح صاف و ساختمان ورقه‌ای.

ابر جوششی **cumulus**
ابر در هوای بسیار ناپایدار به شکل گل‌کلم از بالا.

ابرناکی **cloudiness**

اتمسفر **atmosphere**
جوّ اطراف زمین و مقدار فشاری که جوّ زمین بر هر سانتیمتر مربع در سطح متوسط دریا وارد می‌کند.

اثر اکمن **Ekman effect**
تأثیر ناهمواریهای سطح زمین در جهت باد که موجب تشکیل زاویهٔ حداکثر ۴۵ درجه‌ای بین جهت باد و خطوط همفشار می‌شود؛ این زاویه با افزایش ارتفاع و تا وزیدن باد به موازات خطوط همفشار (باد ژئوستروفیک) کاهش می‌یابد.

اثر گلخانه‌ای **greenhouse effect**
گازکربنیک و بخار آب جوّ، اشعهٔ موج کوتاه خورشید را عبور می‌دهند، ولی جلو تابش موج بلند زمین را می‌گیرند و در نتیجه زمین گرم می‌شود؛ این پدیده به اثر گلخانه‌ای موسوم است.

استراتوپاوز **stratopause**
مرز بالای استراتوسفر که افت محیطی دما در آن صفر است.

استراتوسفر **stratosphere**
لایه بالای تروپوپاوز که در آن دما با ارتفاع افزایش می‌یابد.

استوای حرارتی **thermal equator**
کمربندی است که گرمترین نقاط کرهٔ زمین را به هم وصل می‌کند؛ بر استوای جغرافیایی منطبق نیست و در طول سال با حرکت ظاهری خورشید جابه‌جا می‌شود.

اشباع **saturation**
برابری بخارآب موجود در هوا با گنجایش رطوبتی آن.

اصطکاک **friction**

اصل هدایت **steering principle**
هدایت سیکلونهای سطح زمین به وسیلهٔ موجهای بادهای غربی سطوح بالای جوّ.

اعتدالین **equinoxes**
مواقعی از سال که خورشید هنگام ظهر روی استوا، عمودی می‌تابد (اول فروردین و اول مهر).

اغتشاش **disturbance**
سیستمی که وضع عادی اتمسفر را برهم زند یا در معنای عام، آن دسته از سیستمهای جوّی که حرکت افقی هوا در آنها، خلاف حرکت عقربه‌های ساعت است.

افت آدیاباتیک اشباع
SALR: saturation adiabatic lapse rate
کاهش دمای هوای اشباع به علت صعود هوا به طبقات بالای جوّ که اندازهٔ آن ثابت و برای هر ۱۰۰۰ متر صعود، ۶ درجهٔ سلسیوس است.

افت آدیاباتیک خشک
DALR: dry adiabatic lapse rate
کاهش دمای هوای غیراشباع به علت صعود هوا به طبقات بالای جوّ که اندازهٔ آن ثابت و برای هر ۱۰۰۰ متر صعود، ۱۰ درجه سلسیوس است.

افت محیطی دما
ELR: environmental lapse rate
کاهش دمای هوا با افزایش ارتفاع که در تروپوسفر، ۶/۵ درجه سلسیوس در هر ۱۰۰۰ متر است.

اقلیم‌نگاشت climograph
نموداری است که تغییرات ماهانهٔ دما و بارش یک محل را نشان می‌دهد و ماههای سال، روی محور افقی، میزان بارش ماهانه به صورت ستونهای جدا از هم و تغییر دمای ماهانه به صورت یک منحنی پیوسته نمایش داده می‌شوند.

امواج رُزبای Rossby waves
موجهای بلند بادهای غربی را به افتخار نام کاشف آنها، موجهای رزبای می‌گویند.

اندازه حرکت momentum
حاصلضرب جرم جسم در سرعت آن.

انعکاس reflection
برگشت انرژی تابیده به جسم، بدون هیچ‌گونه تغییر در طول موج آن.

باد wind
حرکت هوا نسبت به سطح زمین که براثر اختلاف فشار بین دو محل به وجود می‌آید.

باد ژئوستروفیک geostrophic wind
بادی که در نتیجه موازنهٔ نیروی شیب تغییرات فشار با نیروی کوریولیس در طبقات بالای جوّ، جایی که نیروی اصطکاک تأثیر ندارد، می‌وزد.

بادسنج anemometer
دستگاه اندازه گیری سرعت باد.

باد غالب prevailing wind
بادی که بیشتر از بادهای دیگر می‌وزد.

باد گرادیان gradient wind
بادی که در نتیجه موازنهٔ نیروی کوریولیس با شیب تغییرات فشار و نیروی گریز از مرکز (در آنتی‌سیکلون) یا نیروی جاذب مرکز (در سیکلون) به وجود می‌آید؛ در مسیرهای مستقیم، نیروی گریز از مرکز (جاذب مرکز) از بین می‌رود و باد گرادیان به باد ژئوستروفیک تبدیل می‌شود.

بادنما vane
دستگاهی که جهت وزش باد را نشان می‌دهد.

بادهای بسامان trade winds
بادهایی که در منطقه حارّه، از مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای به کمربند همگرایی حارّه‌ای می‌وزند و جهت آنها در نیمکرهٔ شمالی، شمال شرقی و در نیمکرهٔ جنوبی جنوب شرقی است.

بادهای سیّاره‌ای planetary winds
بادهایی که براثر اختلاف فشار بین مناطق حارّه‌ای و قطبی به وجود می‌آیند و گردش عمومی هوا را تشکیل می‌دهند. اجزای تشکیل‌دهندهٔ بادهای سیّاره‌ای عبارتند از: بادهای بسامان و شرقی در منطقه حارّه و بادهای غربی در منطقهٔ برون‌حارّه‌ای.

بادهای شرقی قطبی polar easterlies
بادهایی که در سطح زمین از مرکز پرفشار قطبی به اطراف می‌وزند.

بادهای غربی westerlies
بادهای غالب منطقهٔ برون‌حارّه که منشأ آنها مراکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای است، ولی در طول مسیر وزش به دلیل تأثیر نیروی کوریولیس، جهت غربی پیدا می‌کنند.

بادهای محلّی local winds
بادهایی که براثر اختلاف فشار محلّی به وجود می‌آیند؛ مانند نسیم دریا و خشکی.

بادهای منطقه‌ای regional winds
بادهایی که براثر اختلاف فشار منطقه‌ای به وجود می‌آیند؛ مانند بادهایی که در قلمرو سیکلونها و آنتی‌سیکلونها می‌وزند.

باران rainfall
نزولات مایع جوّی.

باران ریز drizzle
بارانی یکنواخت که از قطره‌های ریز با قطر کمتر از ۰/۵ میلیمتر تشکیل شده است.

باران مؤثر effective rainfall
قسمتی از باران که قابل‌استفاده برای فرایندی معین است؛ برای مثال، باران مؤثر در کشاورزی، مقدار بارانی است که به مصرف گیاهان می‌رسد.

بارش precipitation
نزولات جوّی اعم از باران، برف، تگرگ و ... .

بالاآیی upwelling
بالاآمدن آب زیرین اقیانوس به سطح آن؛ این فرایند در منطقهٔ قلمرو جریانهای اقیانوسی‌سرد، به دلیل انحراف آب سطح اقیانوس به منطقهٔ مجاور صورت می‌گیرد. انحراف آب سطحی بر اثر نیروی کوریولیس رخ می‌دهد.

بالابری uplifting
بالارفتن سریع هوای گرم به وسیلهٔ هوای سرد؛ در جبههٔ سرد، هوای سرد به دلیل سنگین‌بودن، به زیر هوای گرم نفوذ می‌کند و آن را بالا می‌برد.

بالارَوی overriding
صعود آرام هوای گرم روی هوای سرد، در جبههٔ گرم سیکلون.

بخار آب water vapor
حالت گازی‌شکل آب.

برف snow
نزولات جامد جوّی که از بلورهای یخ با شکلهای مختلف تشکیل شده است.

برفدانه snowflake
دانه‌های سفید کدر با ساختمانی شبیه برف که در برخورد با سطح زمین به بالا پرتاب نمی‌شوند.

برفمرز snowline
ارتفاعی که بالاتر از آن، روی زمین، در تمام سال پوشیده از برف است.

برون‌حارّه extratropical
در معنای عام، به عرضهای جغرافیایی بین منطقهٔ جنب‌حارّه و قطب اطلاق می‌شود.

برّی continentality
ویژگی نوعی آب و هوا، که دامنهٔ نوسان دمای بالایی دارد.

بیابان desert
جایی که آب و هوای خشک دارد، میزان تبخیر و تعرق آن از دو برابر بارش بیشتر و رطوبت خاک فقط برای گیاهان خشکی‌پسند کافی است.

بیابان بادپناهی lee desert
بیابانی که به دلیل دوری از اقیانوسها، رطوبت کافی (مانند بیابان گبی) یا واقع‌شدن در پناه سدهای کوهستانی (مانند بیابان شمال ایالات متحدهٔ امریکا) بارندگی آن کم است.

بیابان دینامیک dynamic desert
بیابانی که به دلیل نبودن عامل صعود هوا، کم باران است (مانند بیابانهای منطقهٔ جنب‌حارّه).

بین‌الطلوعین twilight
روشنایی آسمان، پیش از طلوع و پس از غروب آفتاب، هنگامی که خورشید حدود °۱۸ زیر افق قرار دارد (بین‌الطلوعین نجومی) یا هنگامی که °۶ زیر افق قرار دارد (بین‌الطلوعین عرفی).

پایداری stability
حالتی که هوا میل به صعود ندارد و در هر ارتفاعی، سردتر از محیط است.

پرفشار high pressure
جایی که فشار هوا بر آن، بیشتر از نواحی مجاور است.

پرفشار جنب‌حارّه‌ای
STHP: subtropical high pressure

مراکز پرفشاری که براثر نزول هوا در منطقهٔ جنب‌حارّه‌ای ایجاد می‌شوند و با حرکت خورشید به سمت شمال یا جنوب جابه‌جا می‌گردند و در زمستان روی خشکیها، و در تابستان روی اقیانوسها قوی‌تر می‌شوند.

پرفشار حرارتی

thermal high pressure

محل پرفشاری که در اثر سردشدن سطح زمین به وجود می‌آید و دمای هوای آن پایین (سرد) است.

پرفشار دینامیک

dynamic high pressure

مرکز پرفشاری که در اثر فرونشینی هوا به وجود می‌آید و دمای هوای آن معمولاً بالا (گرم) است.

eddy **پیچانه**

هر نوع سیستم فشار که حرکت هوای داخل آن غیرمستقیم و گاهی موجی است؛ مانند حرکت هوا در موجهای بادهای غربی یا غیرمستقیم و دایره‌ای است مانند گردش هوا در سیکلونها.

teleconnection **پیوند از دور**

فرایندی که چگونگی رابطهٔ بین تشکیل موج اول و موجهای بعدی را بیان می‌کند.

radiation **تابش**

گسیل انرژی به محیط اطراف، به صورت امواج الکترومغناطیسی؛ جسمی که دمای آن بالای صفر مطلق (°۲۷۳- سلسیوس) باشد، تابش دارد.

counter radiation **تابش برگشتی**

مقداری انرژی است که ترکیبات جوّ، در باند مادون قرمز به طرف سطح زمین تابش می‌کنند.

diffuse radiation **تابش پخشی**

قسمتی از انرژی تابشی خورشید است که بر اثر پخش هواویزها و ابرها به سطح زمین می‌رسد.

net radiation **تابش خالص**

تفاوت بین تابش جذب‌شده توسط زمین، اعم از موج کوتاه یا بلند، و تابش زمینی، تابش خالص در فرایندهای تبخیر و تولید گرما مصرف می‌شود.

terrestrial rediation **تابش زمینی**

قسمتی از انرژی که به وسیلهٔ سطح زمین، در باند مادون قرمز حرارتی تابش می‌شود.

global radiation **تابش کل**

مجموع انرژی تابشی خورشید که به صورت امواج کوتاه به سطح زمین می‌رسد.

direct radiation **تابش مستقیم**

انرژی تابشی خورشید که به طور مستقیم و بدون برخورد با ترکیبات جوّ به سطح زمین می‌رسد.

effective radiation **تابش مؤثر**

تفاوت بین تابش زمینی و تابش برگشتی.

تابش ورودی خورشید

insolation: incoming solar radiation

مقداری از انرژی خورشید که به سطح زمین می‌رسد.

evaporation **تبخیر**

تبدیل آب به بخار آب؛ از نظر آب و هواشناسی، به ورود آب از سطح زمین به داخل جوّ، تبخیر گفته می‌شود.

evapotranspiration **تبخیر و تعرق**

مجموع تبخیر آب از سطح زمین و گیاهان.

تبخیر و تعرق بالقوه

P. E.: potential evapotranspiration

مقدار آبی که در صورت فراهم بودن آب کافی به سطح زمین و پوشش گیاهی یک محل تبخیر می‌شود.

تبخیر و تعرق واقعی

A. E.: actual evapotranspiration

مقدار آبی که در شرایط موجود، از سطح زمین و پوشش گیاهی یک محل تبخیر می‌شود.

continuity
تداوم
اصل ثابت بودن ماده یا انرژی در یک سیستم که براساس آن، کاهش هوا در سطح بالای جوّ باعث افزایش آن در سطح زیرین و بالعکس می‌شود.

condensation
تراکم
فرایند تبدیل بخار آب به آب یا یخ.

thermosphere
ترموسفر
بیرونی‌ترین لایهٔ اتمسفر که دمای آن متناسب با ارتفاع افزایش می‌یابد. این لایه، هر دو لایه یونوسفر و اگزوسفر را در برمی‌گیرد.

tropopause
تروپوپاوز
مرز بالایی تروپوسفرکه افت محیطی دمای آن صفر است.

troposphere
تروپوسفر
لایهٔ زیرین اتمسفر که ویژگی عمدهٔ آن کاهش دما متناسب با ارتفاع و حرکتهای عمودی و افقی هواست.

sublimation
تصعید
گذر مستقیم بخار آب به بلورهای یخ.

تعدیل تودهٔ هوا
air mass modification
تغییر تدریجی ویژگیهای تودهٔ هوا.

transpiration
تعرق
تبخیر آب از روزنه‌های برگ گیاهان.

tephigram
تفی‌گرام
نوعی نمودار ترمودینامیکی که روند تغییرات رطوبت و دما را در ارتباط با تغییرات ارتفاع و فشار نشان می‌دهد؛ منحنیهای افت آدیاباتیک نیز روی این نمودار رسم می‌شود و با رسم منحنی افت محیطی، دمای یک مکان خاص روی این نمودار، وضعیت پایدار یا ناپایدار جوّ آن مکان مشخص می‌شود.

hail
تگرگ
آن دسته از نزولات جوّی که به صورت دانه‌های کروی لایه‌بندی شده‌اند.

turbulence
تلاطم

thunderstorm
تندر
طوفانی شدید که بر اثر صعود همرفتی ایجاد می‌شود، با ابر کومولونیمبوس و رعد و برق همراه است.

air mass
توده هوا
حجم بزرگی از هوا که از نظر پراکندگی افقی دما و رطوبت تجانس نسبی دارد و افت محیطی دما در همه جای آن تقریباً یکسان است.

توده هوای اقیانوسی استوایی
ME: maritime equatorial

توده هوای اقیانوسی حارّه‌ای
MT: maritime tropical

توده هوای اقیانوسی قاره‌ای
CT: continental tropical

توده هوای اقیانوسی قطبی
MP: maritime polar

توده هوای جنوبگان
CA: continental antarctic

توده هوای شمالگان
CA: continental arctic

توده هوای قاره‌ای قطبی
CP: continental polar

tornado
توفند
طوفان کوچک قیفی‌شکل با باد شدید در سطح زمین و ابر کومولونیمبوس در سطح بالا؛ اندازهٔ واقعی توفندها در سطح زمین حدود یک کیلومتر است و اغلب آنها در هوای بسیار ناپایدار، جلو جبههٔ سرد تشکیل می‌شوند.

weather type
تیپ هوا
۱) هوایی که ویژگیهای آن با سایر انواع متفاوت

است؛ بنابراین، هر هوا یک تیپ هواست؛ ۲) حالت معینی از پراکندگی فشار هوا در یک منطقه و ازاین نظر، هر نقشهٔ هوا یک تیپ هواست.

تیفون typhone

← : طوفان حارّه‌ای.

ثابت خورشیدی solar radiation

مقدار تابش خورشیدی در واحد سطح عمود بر پرتوهای خورشید در بالای جوّ زمین که اندازهٔ تقریبی آن ۱/۹۸ لانگلی (۱/۳۷ کیلووات ساعت درمترمربع) است؛ هر لانگلی برابر یک کالری در یک سانتیمتر مربع در مدت یک دقیقه است.

جبهه front

مرز بین دو تودهٔ هوا با دما و کانونهای متفاوت.

جبههٔ ساکن stationary front

جبهه‌ای که حرکت هوای دو طرف آن به موازات آن صورت می‌گیرد.

جبههٔ سرد cold front

پیشاپیش هوای سرد پیشرونده.

جبههٔ قطبی polar front

مرز بین تودهٔ هوای قطبی و حارّه‌ای.

جبههٔ گرم warm front

پیشاپیش هوای گرم پیشرونده.

جبههٔ میرا occluded front

بعد از اینکه جبههٔ سرد، جبههٔ گرم را اسیر کرد؛ جبههٔ میرا به وجود می‌آید.

جذب absorption

جریان اقیانوسی ocean current

جریان برگشتی استوا

equatorial counter current

جریان کند غربی west wind drift

جریان مداری zonal flow

وزش باد در امتداد مدارها.

جریان نصف‌النهاری

meridional flow

وزش باد در امتداد نصف‌النهارها.

جنب‌حارّه‌ای subtropical

جنوبگان antarctic

جوّ atmosphere

هوای اطراف کرهٔ زمین که به وسیلهٔ نیروی جاذبهٔ زمین، در اطراف زمین قرار دارد و همراه آن می‌چرخد.

جوّ باروتروپیک

barotropic atmosphere

جوّ آرام و پایدار که حرکات عمودی ندارد.

جوّ باروکلینیک

baroclinic atmosphere

جوّ ناآرام و ناپایدار که حرکات عمودی دارد.

چرخش آنتی‌سیکلونی

anticyclonic vorticity

چرخش در خلاف جهت حرکت وضعی زمین که در نیمکرهٔ شمالی موافق حرکت عقربه‌های ساعت و در نیمکرهٔ جنوبی، برعکس است.

چرخش سیکلونی

cyclonic vorticity

چرخش در جهت حرکت وضعی زمین که در نیمکرهٔ شمالی مخالف حرکت عقربه‌های ساعت و در نیمکرهٔ جنوبی، برعکس است.

چرخندگی vorticity

دَوَران هوا به دور یک محور مرکزی که نیرویی در امتداد محور دَوَران به وجود می‌آورد (نیروی چرخندگی)؛ نیروی چرخش در جهت حرکت وضعی زمین (چرخندگی مثبت)، در جهت صعودی عمل می‌کند، اما نیروی چرخشِ مخالفِ حرکت وضعی زمین (چرخندگی منفی)، در جهت نزولی عمل می‌کند.

چرخندگی انحنایی
curvature vorticity
دَوَران حاصل از انحنای مسیر وزش باد که در حرکتهای موجی پدید می‌آید؛ انحنا در جهت حرکت وضعی زمین، چرخندگی مثبت و انحنا در خلاف جهت حرکت وضعی زمین، چرخندگی منفی به وجود می‌آورد.

shear vorticity چرخندگی برشی
دَوَران حاصل از افزایش سرعت در جهت عمود بر مسیر باد که در صورت افزایش به طرف راست مسیر، چرخندگی مثبت و در صورت افزایش به طرف چپ مسیر، چرخندگی منفی به وجود می‌آید.

earth vorticity چرخندگی زمین
دَوَران هوا به دور محور زمینی، که معادل نیروی کوریولیس منظور می‌شود.

absolute vorticity چرخندگی مطلق
مجموع چرخندگی نسبی و چرخندگی زمین.

relative vorticity چرخندگی نسبی
دَوَران هوا به دور محوری عمود بر سطح زمین.

vortex چرخه
سیستم فشاری که هوای آن دور محوری مرکزی گردش کند.

tropic حارّه
منطقهٔ بین مدارهای رأس‌السرطان در شمال و رأس‌الجدی در جنوب و به تعبیر اقلیم‌شناسی، منطقه محصور بین پرفشارهای جنب‌حارّه‌ای.

eddy motion حرکت پیچانه‌ای
حرکت یا وزش غیرمستقیم هوا که دو نوع است:
۱.حرکت موجی(حرکت هوا درامتداد موجها)؛
۲.حرکت دایره‌ای (حرکت هوا در سیکلونها)

precession حرکت تقدیمی
دَوَران محور زمین که براثر نیروی گرانش، همچون یک فرفرهٔ دوار، یک سطح مخروطی را در فضا می‌پیماید؛ هر دَوَران کامل زمین، ۲۵۸۰۰ سال طول می‌کشد.

vertical motion حرکت عمودی

wandering of the pole حرکت قطب
نظریهٔ تغییر عرض جغرافیایی که در آن دلیل تغییر را سختی پوستهٔ زمین فرض کرده‌اند.

arid خشک
از نظر آب و هواشناسی، حالتی را می‌گویند که میزان تبخیر و تعرق بالقوه بیش از بارش است و اقلیم خشک، اقلیمی است که همیشه کمبود آب دارد.

drought خشکسالی
سالی که میزان بارش آن کمتر از میانگین دراز مدت بارش در منطقه باشد

aridity خشکی
ویژگی ذاتی آب و هوای خشک.

contour line خط ترازنما (هم‌ارتفاع)
خطی که نقاط دارای ارتفاع یکسان را به هم وصل می‌کند.

squall line خط تندر
خط ناپایدار شدید اتمسفری که در جلو جبههٔ سرد و به موازات آن در منطقهٔ هوای گرم مشاهده می‌شود، و حرکت افقی و صعودی هوا در امتداد آن بسیار شدید است که در نتیجه، تندرهای شدید و رگبارهای فراوان اتفاق می‌افتد.

stream line خط جریان
خطی که مسیر وزش باد، در همه جا، مماس برآن است.

discontinuity line خط گسستگی
← : جبهه.

isoline خط هم‌ارزش
خطی که نقاط هم‌ارزش را به هم وصل می‌کند و

انواع گوناگونی دارد؛ مانند همدما، همبارش، همفشار و ... .

خط همباران — isohyet

خطی که نقاط همباران را به هم وصل می‌کند.

خط همدما — isotherm

خطی که نقاط همدما را به هم وصل می‌کند.

خط همسرعت — isotach

خطی که نقاط دارای سرعت یکنواخت را به هم وصل می‌کند.

خط همفشار — isobar

خطی که نقاط همفشار را به هم وصل می‌کند.

دامنهٔ بادپناه — lee slope

دامنهٔ پشت به باد.

دامنهٔ بادگیر — windward slope

دامنهٔ رو به باد.

دمای پتانسیل — potential temperature

دمای تودهٔ هوا، در صورت نزول به سطح دریا.

دمای تر — wet bulb temperature

دمای اشباع تودهٔ هوا در صورت تبخیر آب به درون آن.

دمای نقطهٔ شبنم

dew point temperature

دمای اشباع تودهٔ هوا در صورت سرد شدن.

دیرینه اقلیم‌شناسی

palaeoclimatology

بررسی آب و هوای دورانهای قدیم براساس نشانه‌های موجود.

رگبار — shower

باران شدید.

رودباد — jet stream

باد اتمسفری، با سرعت بیش از ۳۰ متر در ثانیه.

رودباد جبههٔ قطبی

PFJ: polar front jet stream

رودبادی که به دلیل اختلاف حرارت منطقه‌های حارّه و قطبی با جهت غربی، در بالای جبههٔ قطبی ایجاد می‌شود و در اقلیم روی زمین، اثر دارد.

رودباد جنب‌حارّه‌ای

SJS: subtropical jet stream

رودبادی که به دلیل ثبات اندازهٔ حرکت زاویه‌ای زمین، در سطوح بالای جوّ منطقهٔ جنب‌حارّه در جهت غربی ایجاد می‌شود و در اقلیم روی زمین، اثر مستقیم ندارد.

رودباد شرقی

EJ: easterly jet stream

رودبادی که در سطوح بالای بادهای بسامان منطقهٔ حارّه تشکیل می‌شود.

ریزاقلیم — microclimate

آب و هوای لایهٔ زیرین جوّ که بیشتر تابع خصوصیات فیزیکی سطح زمین می‌باشد.

ریزاقلیم‌شناسی — microclimatology

شناسایی ریزاقلیم.

ژاله — hoar frost

بلورهای یخ که بر اثر سرد شدن هوا، از بخار آب، روی زمین و سایر عوارض به وجود می‌آید.

سردچال جوّی — cut-off low

چاله‌ای از هوای سرد که در حرکتهای نصف‌النهاری بادهای سطح بالا، بر اثر فرود موج، از جریان اصلی جدا می‌شود و در جنوب بادهای اصلی باقی می‌ماند.

سرعت — speed

سرعت خطی — linear speed

طول مسافت طی‌شده در واحد زمان.

سرعت زاویه‌ای — angular velocity

زاویهٔ طی‌شده در واحد زمان.

سطح — surface

سطح اشباع — saturation level

ارتفاع اشباع توده هوا.

سطح تراکم — condensation level

ارتفاع تراکم تودهٔ هوا و تشکیل ابر.

سطح گسستگی — discontinuity surface

← : جبهه.

سطح متوسط دریا — mean sea level

سطح همفشار — isobaric surface

سطحی که فشار هوا در سرتاسر آن یکسان است.

سطح هموزن یا موزون — isosteric surface

سطحی که وزن اتمسفر در سرتاسر آن یکسان است.

سلول همرفت — convective cell

منطقه‌ای کوچک که به علت سبکی هوای آن در اثر گرمای شدید، صعود می‌کند؛ سلول همرفت کوچکترین واحد تندر است.

سمت‌الرأس — zenith

نقطه‌ای از آسمان که بالای سر ناظر قرار دارد (سرسو).

سنجاقهای یخ — ice prisms

میله‌های ریز و ظریف بلور یخ که به دلیل وزن ناچیز در هوا شناورند (خاکستر الماس).

سیستم سینوپتیک — synoptic system

سیستمهای جوّی با ابعاد ۱۰۰۰ـ۴۰۰۰ کیلومتر؛ مانند توده‌های هوا، سیکلونها، آنتی‌سیکلونها.

سیکلون — cyclone

نوعی اغتشاش جوّی است که فشار مرکزی آن نسبت به اطراف کمتر است و از دو نوع هوا، و دو جبههٔ سرد و گرم (در اغلب موارد) تشکیل شده است.

سیکلون بادپناهی — lee cyclone

سیکلونی که در دامنهٔ بادپناه کوه تشکیل می‌شود.

سیکلون حارّه‌ای — tropical cyclone

سیکلونی که در منطقهٔ حارّه تشکیل می‌شود و فقط یک توده هوا دارد.

سیکلونزایی — cyclogenesis

سیکلون میرا — occluded cyclone

سیکلونی است که در آن جبههٔ میرا به وجود آمده است.

سینوپتیک — synoptic

همدیده‌بانی و همه چیز را با هم نگریستن؛ شاخه‌ای از علم آب و هواشناسی.

شاخص وزش‌مداری — zonal index

تفاوت بین میانگین فشار هوای مدار °۵۵ از مدار °۳۰ در سطح زمین.

شبنم — dew

قطره‌های آب که بر اثر تراکم بخار آب هوا، روی عوارضی مانند سطح سنگها و برگ درختان ظاهر می‌شود.

شمالگان — arctic

منطقهٔ قطبی بالاتر از مدار ۶۶/۵ درجهٔ شمالی.

شیب تغییرات فشار — pressure gradient

امتدادی که مقدار فشار در راستای آن تغییر می‌کند.

صعود کوهستانی — orographic uplifting

صعود هوا از دامنهٔ بادگیر کوهستان که در صورت ناپایداری، ابر، و در صورت پایداری، مه تولید می‌کند.

طوفان — storm

اغتشاشات اتمسفری که به نحوی روی هوای سطح زمین اثر می‌گذارند و بارش یا باد به وجود می‌آورند، مانند: توفند، تندر، طوفانهای حارّه‌ای، طوفان ماسه یا باد و انواع سیکلونها.

طوفان حارّه‌ای — tropical storm

سیکلونهای شدید منطقهٔ حارّه که در مناطق مختلف اسامی متفاوتی دارد؛ «هوریکان» در خلیج‌مکزیک، و «تیفون» در جنوب شرقی آسیا.

فرابار high

← : پرفشار حرارتی.

فراز ridge

فروبار low

سیستم کمفشار بدون جبهه که بر اثر گرم‌شدن سطح زمین به وجود می‌آید؛ ← : کمفشار حرارتی.

فروبار استوایی

equatorial trough or equational low

← : کمربند همگرایی حارّه‌ای.

فروبار موسمی monsoon trough

سیستم کمفشار زبانه‌ای‌شکلی که در دورهٔ گرم سال، روی درّهٔ گنگ مستقر می‌شود و در واقع، جزئی از کمربند همگرایی حارّه‌ای است.

فرود trough

فرونشینی هوا subsidence

فشار pressure

فشار بخار آب water vapor pressure

مقدار فشاری که به وسیلهٔ بخار آب جوّ به وجود می‌آید و مقدار آن در هوای مرطوب منطقهٔ حارّه، حدود ۱۵ـ۲۰ هکتوپاسکال و در هوای سرد مناطق قطبی، حدود ۱ـ۲ هکتوپاسکال است.

قاره‌ای continentality

← : برّی.

کانون تودهٔ هوا

air mass source region

منطقه‌ای که تودهٔ هوا روی آن تشکیل می‌شود.

کسری دمای تر wet bull depression

اختلاف دمای تر با دمای خشک.

کمربند وان آلن Văn Állen zone

← : مغناطکره.

کمربند همگرایی حارّه‌ای

ITCZ: intertropical convergence zone

خطی که بادهای بسامان دو نیمکره، در امتداد آن به هم می‌رسند.

کمفشار low pressure

سیستمی که فشار هوا در مرکز آن کمتر از اطراف است.

کمفشار دینامیک

dynamic low pressure

سیستم کمفشاری که به دلیل صعود دینامیک هوا به وجود می‌آید و دو تودهٔ هوای سرد (در عقب) و هوای گرم (در جلو) دارد؛

← : چرخند.

گردش عمومی هوا

general circulation

مجموعه حرکتهای درونی جوّ، بین منطقه‌های قطبی و حارّه؛ ←: بادهای سیّاره‌ای.

گرمای نهانی بخار آب

latent heat of water vapor

مقدار گرمای آزادشده از یک گرم بخار آب به هنگام تراکم.

گرمای نهانی تبخیر latent heat

مقدار انرژی حرارتی یک گرم بخار آب که در صورت متراکم‌شدن آزاد می‌شود و مقدار آن حدود ۵۷۴ کالری است.

گرمباد föhn

بادی که در دامنهٔ بادپناه کوهستان می‌وزد و در اثر نزول آدیاباتیک در دامنهٔ کوه، گرم و خشک است.

گره knot

واحد اندازه‌گیری سرعت باد، معادل ۱۸۵۰ متر در ساعت.

گسیل emission

گسیل‌نمودن emite

گشت veer

تغییر تدریجی باد در جهت حرکت عقربه‌های ساعت.

گلباد wind rose

نمودار فراوانی و سرعت باد در جهتهای هشتگانهٔ جغرافیایی یک محل.

لایهٔ اکمن Ekman layer

ضخامتی از جوّ که در آن، ناهمواری سطح زمین روی جهت باد اثر می‌گذارد.

مانع blocking

سد کردن حرکت رایج غربی - شرقی سیستمها و بادهای غربی؛ عامل مانع، آنتی‌سیکلون یا فرابادی است که در شاخصهای پایین وزش‌مداری، روی یک منطقه مستقر می‌گردد و سیستمهای غربی را از مسیر اصلی خود منحرف می‌کند.

مرکز فعالیت action center

← : مرکز پرفشار جنب‌حارّه‌ای.

مزوپاوز mesopause

مرز بالایی مزوسفر که افت محیطی دمای آن صفر است.

مزوسفر mesosphere

لایهٔ بالای استراتوپاوز که دمای آن با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد.

مسیر سیکلون cyclone track

مغناطکُره magnetosphere

خارجی‌ترین لایهٔ جوّ زمین که ذرات پروتون و الکترون بادهای خورشیدی در آن گرفتار می‌شوند و کمربند تابشی شدیدی به وجود می‌آورند؛ این کمربند، ابتدا به وسیلهٔ وان آلن شناخته شد و در سال ۱۹۵۸ به وسیلهٔ ماهواره‌های امریکایی تأیید شد.

منطقهٔ گذار transitional area

منطقه‌ای که روی آن، یک ویژگی، جای خود را به ویژگی دیگر می‌دهد.

موج wave

ثابت بودن چرخندگی مطلق تودهٔ هوا در طول مسیر حرکت و تغییر اجزاء آن.

موج بادپناهی lee wave

موج دامنهٔ بادپناه سدهای کوهستانی بلند؛ مانند کوههای رشوز، آند و زاگرس.

موج بلند long wave

موج با طول بیش از ۸۰۰۰ کیلومتر.

موج ساکن stationary wave

موج بلند ساکن برروی یک منطقه.

موج شرقی easterly wave

موج بادهای شرقی منطقهٔ حارّه.

موج کوتاه short wave

موج با طول کمتر از ۸۰۰۰ کیلومتر.

مه fog

ابر چسبیده به سطح زمین.

مه اختلاطی mixing fog

مه تابشی radiation fog

مه تبخیری evaporating fog

مه تبریدی cooling fog

مه جبهه‌ای frontal fog

مه وزشی advection fog

میلیبار millibar

واحد اندازه‌گیری فشار هوا.

ناپایداری instability

حالتی که هوا میل به صعود دارد و در هر ارتفاعی، گرمتر از محیط اطراف است.

نسبت مخلوط mixing ratio

مقدار بخار آب موجود در یک کیلوگرم هوای خشک.

نسیم خشکی land breeze
بادی که در طول شب از خشکی به دریا می‌وزد.

نسیم دره valley wing
بادی که در طول روز از درّه به طرف بالای کوه می‌وزد.

نسیم دریا sea breeze
بادی که در طول روز از دریا به خشکی می‌وزد.

نسیم کوه mountain wind
بادی که در طول شب از کوه می‌وزد.

نقشهٔ هوا weather map
پراکندگی مکانی تمام عناصر هوا روی یک منطقه، در یک لحظهٔ معین؛ این نقشه‌ها برای سطح متوسط دریا و سطوح مختلف جوّ تهیه می‌شوند و در نقشهٔ سطح متوسط دریا که ارتفاع یکسان است، پراکندگی فشار به وسیلهٔ خطوط همفشار نشان داده می‌شوند، اما در نقشه‌های سطوح بالا که فشار ثابت است، پراکندگی ارتفاع را به وسیلهٔ خطوط هم‌ارتفاع نشان می‌دهند.

نقطهٔ گشتگاه inflection point
نقطه‌ای از فرود که چرخندگی انحنایی با چرخندگی زمین برابر و چرخندگی مطلق صفر است؛ در نتیجه، باد مستقیم می‌وزد.

نم مطلق absolute humidity
مقدار بخار آب در یک متر مکعب هوا.

نم نسبی relative humidity
نسبت بخار آب موجود در هوا به حداکثر بخار آب هوا در همان دما.

نم ویژه specific humidity
مقدار بخار آب موجود در یک کیلوگرم هوا.

نوسان دما temperation range
تفاوت بالاترین و پایین‌ترین دمای یک محل در دوره‌ای معین.

نیروی اصطکاک friction force
نیروی بازدارندهٔ ناشی از ناصافی سطح زمین که سرعت باد را کاهش می‌دهد و آن را منحرف می‌کند.

نیروی کوریولیس Coriolis force
نیروی ظاهری حرکت وضعی زمین که موجب انحراف اجسام متحرک به طرف راست (در نیمکرهٔ شمالی)، یا طرف چپ (در نیمکره جنوبی) می‌شود.

نیمه بیابان semidesert
محلّی که در آنجا، میزان تبخیر و تعرق بالقوه، بیش از یک برابر بارش است، و رطوبت خاک برای رشد درختان کافی نیست؛ در نتیجه آب و هوای نیمه خشک دارد.

وارونگی inversion
افزایش دما متناسب با افزایش ارتفاع در تروپوسفر.

واگرایی divergence
پخش شدن هوا از مرکز فرونشینی هوا به اطراف.

وزش advection
ورود تودهٔ هوا به یک منطقه؛ گسترش افقی هوا.

وزش چرخندگی مثبت
PVA: positive vorticity advection
گسترش چرخندگی مثبت در جلو فرود.

وزش چرخندگی منفی
NVA: negative vorticity advection
گسترش چرخندگی منفی در عقب فرود.

وزش سرد cold advection
ورود هوای سرد به زمین گرم.

وزش گرم warm advection
ورود هوای گرم به زمین سرد.

هدایت conduction
رسانایی مولکولی، سرایت گرمای یک مولکول به مولکول مجاور.

هستهٔ سرعت speed surge
واحدهای مستقل سرعت هوا، یا قسمتی از جریان بادکه سرعت رودباد را دارد.

هسته‌های تراکم condensation nuclei
ذرات ریزی که برای تراکم بخار آب لازم هستند و پس از اشباع شدن هوا، بخار آب دور آنها جمع‌شده، به آب تبدیل می‌شوند.

هکتوپاسکال hectopascal
نام جدید میلیبار.

همرفت convection
صعود هوا بر اثر گرم شدن.

همرفت دامنه‌ای slope convection
فرایند صعود هوا در اثر تابش عمودی خورشید بر دامنه‌های آفتابگیر.

همرفت وزشی advectional convection
صعود هوا در اثر عبور هوای سرد از روی زمین یا آب گرم.

همگرایی convergence
وزش هوا از همه طرف به یک نقطهٔ مرکزی.

هوا weather
وضعیت جوّی یک محل در لحظه‌ای معین.

هواشناسی meteorology
علم شناسایی اجزاء هوا و بررسی چگونگی به وجود آمدن آنها و تغییرات هوا.

هواریز aerosol
ذرات موجود در هوا، اعم از گرد و غبار، مولکولهای گاز و غیره.

هوریکان hurricane
طوفانهای حارّه‌ای خلیج مکزیک.

یخ ice
آب منجمد یا برف فشرده.

یخبندان permafrost

یخدانه ice pellet
دانه‌های ریز و شفاف (تگرگ ریز)، به قطر ۱ـ۴ میلیمتر که بر اثر عبور قطره‌های باران از هوای بسیار سرد به وجود می‌آیند.

یخ‌شیشه glaze
صفحهٔ شفاف یخی روی زمین.

یخ قندیلی white frost
زایده‌ای یخی در انتهای عوارض و شاخه‌های درختان.

The Foundations of Climatology

Dr. Mohammad Reza Kavyani
Dr. Bohlool Alijani

شابک: ۹۷۸-۹۶۴-۴۵۹-۳۸۹-۵
قیمت: ۵۷۰۰۰ ریال
مرکز پخش و نمایشگاه دائمی: تهران، خیابان انقلاب اسلامی، خیابان ابوریحان، شماره ۲ - تلفن: ۶۶۴۰۸۱۲۰ نمابر: ۶۶۴۰۵۶۷۸

9 789644 593895